



ESCUELA DE  
GEOLOGÍA

EMPLAZAMIENTO Y PROCESOS DE DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA REGISTRADOS EN  
EL STOCK YERBA LOCA, LOS ANDES DE CHILE CENTRAL (33.30-33.32°S)

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al  
Título de Geólogo

SEBASTIÁN ANDRÉS SANTIBÁÑEZ FLORES

PROFESOR GUÍA:

DR. ITALO JOAQUÍN PAYACÁN PAYACÁN

MIEMBROS DE LA COMISIÓN EVALUADORA DE EXAMEN:

DR. FRANCISCO JAVIER GUTIÉRREZ FERRER

PABLO GUILLERMO MOLINA CANCINO

Santiago, Chile

Diciembre, 2021

## Resumen.

La evolución de los sistemas magmáticos someros resulta clave para comprender la construcción de los arcos magmáticos que contribuyen en la diferenciación y evolución de la corteza continental. Más aún cuando se trata de reconocer los procesos magmáticos asociados a los pulsos de magma poco diferenciado a partir del cual se habría dado origen al resto del arco. Por esto, se plantea estudiar el Stock Yerba Loca (SYL, Chile central) y determinar sus variaciones internas, tanto geoquímicas, como mineralógicas y texturales, identificando así los procesos que dieron lugar a su formación y que lo diferencian de otros cuerpos plutónicos del arco magmático Mioceno de Chile central. Con esto, se propone un modelo petrogenético del SYL, planteando sus mecanismos de emplazamiento y procesos de diferenciación interna que tuvieron lugar en el reservorio magmático.

El SYL corresponde a un cuerpo intrusivo con geometría ovalada de  $3,5 \text{ Km}^2$  aproximadamente, con orientación NE-SW. Se encuentra conformado por cuatro unidades magmáticas, que varían desde gabros de piroxeno y olivino hasta cuarzo-monzodioritas de piroxeno, las cuales presentan características geoquímicas típicas de magmatismo de subducción. Este presenta patrones de elementos mayores, trazas, REE y fraccionamiento mineral indicativos de un sistema magmático cogenético, el cual evolucionó a partir de un magmatismo básico mediante procesos de cristalización fraccionada.

Las simulaciones numéricas sustentan la formación del stock a partir de la diferenciación de un magma básico, mediante procesos ocurridos en un reservorio desarrollado a nivel de emplazamiento (3-4 km de profundidad), lugar donde tuvieron cabida los principales procesos de diversificación composicional que dieron origen a las distintas unidades magmáticas definidas.

La fábrica magmática es concordante con la elongación del intrusivo y con los contactos internos entre las unidades magmáticas y con la roca de caja, motivo por el cual se infiere que está controlada principalmente por procesos de flujos magmáticos internos del reservorio.

Finalmente, el Stock Yerba Loca podría representar las fases iniciales de la formación del arco magmático Mioceno de Chile central y no se evidencian patrones geoquímicos que diferencien las fuentes magmáticas de los plutones de distintas edades.

SOLO USO ACADÉMICO

*No hay atajos a la cumbre.  
Debemos subir la montaña paso a paso,  
Por nosotros mismos.  
(Adler, J.)*

*La soledad es una fuerza  
Que te aniquila si no estás preparado para superarla,  
Pero que te lleva más allá de tus posibilidades  
Si sabes aprovecharla para tu propio beneficio.  
(Messner, R.)*

## Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer el financiamiento entregado por el proyecto FONDECYT regular N°1180577, para el proyecto de investigación a cargo del Dr. Francisco Gutiérrez y Dr. Ítalo Payacán, sin el cual, este trabajo no podría haberse llevado a cabo.

Por otro lado, quiero agradecer enormemente a mis padres por todo el apoyo que siempre me han dado en mis decisiones personales, siempre guiándome e incentivándome a dar lo mejor de mí y por ser los responsables de forjar las bases que me definen como persona. Sin dejar afuera, también agradezco a mi hermano por todas esas conversaciones y su disposición a entregarme su amplio conocimiento en muchos temas, quien, sin duda, ha influenciado fuertemente en mi curiosidad científica.

También, quiero dar un especial agradecimiento a mi profesor guía, Ítalo Payacán, por toda la buena onda, paciencia, y su enorme dedicación y disposición para entregarme sus conocimientos, guiándome sabiamente durante todo el desarrollo de este trabajo. También, quiero sumar a este agradecimiento a Francisco, quien me abrió las puertas de su casa para desarrollar algunas actividades y por toda su buena onda y disposición a entregarme sus conocimientos, siempre dispuesto a ayudar en lo que sea. Además, agradezco la participación de Pablo de este trabajo, ayudándome a mejorar con sus comentarios y correcciones. Tampoco quiero dejar afuera de este agradecimiento a Cristóbal por su buena onda y apañe en terreno.

Además, quiero agradecer a mis amigos de toda la vida, el Cristian, José, Camilo, Mati e Isaac, quienes siempre han estado apañando en todas. Sumo a este agradecimiento a mis amigos de la u (quienes sin duda han sido parte fundamental de mi vida universitaria), el Stefano, el Wagner, la Kim, la Mica, el Santi, la pancha, nicolito, sopapo, .... Y todos los cabros por el apañe durante todos estos años, haciendo más amenas todas esas noches de arduo trabajo y estudio, que generalmente terminaban en semanas sin dormir, y también por todos esos carretes inolvidables que nos mandábamos jajaja. También quiero dar un especial agradecimiento a la Maca por todo el aguante de estos últimos años, apañando en terrenos infinitos, subiendo coluvios asesinos y cruzando ríos a las tantas de la noche, y también por todo el apoyo brindado durante el desarrollo de este trabajo. Finalmente, agradezco especialmente a la mejor cordada de cerro y escale, el mono Max, por todo el aguante y enseñanzas que me entrega en el cerro, compartiendo todo tipo de emociones al tratar de encadenar esos proyectos de escalada y al tratar de alcanzar las cumbres de los proyectos cerreros.

## Índice.

1	Introducción.....	10
1.1	Formulación de la problemática.....	10
1.1.1	Arcos magmáticos en subducción.....	10
1.1.2	Reservorios magmáticos.....	11
1.1.3	Estructura interna y procesos de diferenciación magmática.....	13
1.1.4	Magmatismo Mioceno en Chile central.....	14
1.1.5	¿Por qué el Stock Yerba Loca?.....	15
1.2	Hipótesis.....	16
1.3	Objetivos.....	17
1.3.1	Objetivo general.....	17
1.3.2	Objetivos específicos.....	17
1.4	Metodologías.....	18
1.4.1	Campaña de terreno (o.e.1, 2 y 6).....	18
1.4.2	Análisis petrográficos (o.e.2 y 7).....	19
1.4.3	Análisis geoquímicos (o.e.4 y 7).....	19
1.4.4	Análisis de litogeoquímica (o.e.4).....	20
1.4.5	Simulaciones geoquímicas y termodinámicas (o.e.4 y 5).....	21
2	Antecedentes Geológicos.....	22
2.1	Contexto geodinámico y morfoestructural.....	22
2.2	Geología del área de estudio.....	24
2.3	Evolución magmática durante el Neógeno.....	25
2.4	Antecedentes del Stock Yerba Loca e intrusivos asociados.....	27
3	Resultados I: Petrografía del Stock Yerba Loca.....	30
3.1	Introducción.....	30
3.2	Generalidades.....	30
3.3	Unidades Litológicas.....	32
3.3.1	Unidad La Leonera.....	32
3.3.2	Unidad La Cruz.....	34
3.3.3	Unidad La Parva.....	36
3.3.4	Unidad Villa Paulina.....	39
3.4	Estructuras Magmáticas.....	41

3.4.1	Fábrica magmática.....	41
3.4.2	Diques leucocráticos.....	43
3.4.3	Budines.....	46
4	Resultados II: Geoquímica del Stock Yerba Loca.....	48
4.1	Introducción.....	48
4.2	Resultados Geoquímicos.....	48
4.2.1	Elementos Mayores.....	48
4.2.2	Elementos Trazas.....	51
4.2.3	Tierras Raras.....	54
4.2.4	Multielementos.....	55
4.2.5	Litogeoquímica.....	56
5	Discusiones.....	59
5.1	Construcción del Stock Yerba Loca.....	59
5.2	Modelo conceptual de la evolución composicional del Stock Yerba Loca.....	60
5.3	Modelo termodinámico: Validación del modelo conceptual.....	62
5.4	El Stock Yerba Loca en el contexto del arco magmático Mioceno de Chile central.....	67
6	Conclusiones.....	72
7	Bibliografía.....	74
8	Anexos.....	80
8.1	Anexo 1: Tabla con las coordenadas norte y este de los puntos de muestreo.....	80
8.2	Anexo 2: Descripciones petrográficas de todas las muestras utilizadas para la definición y caracterización de las unidades magmáticas que componen al Stock Yerba Loca.....	81
8.3	Anexo 3: Mapa referencial que muestra el mapeo del Stock Yerba Loca realizado en este estudio y en estudios anteriores, realizados por Thiele, (1980) y Deckart et al, (2010). Además se muestra la Unidad Sur del Batolito San Francisco estudiado por Deckart et al, (2010).....	95

## Índice de figuras.

Fig. 1 Modelo esquemático de la evolución del arco magmático Famatiniano, desarrollado en Valle Fértil. Modificado de Otamendi et al. (2012).....	11
Fig. 2 Modelos esquemáticos de los mecanismos de ascensión y emplazamiento. a) Emplazamiento de intrusivos tabulares mediante diques (Haerderle y Atherton, 2002; Cruden, 1998). b) Ascenso magmático mediante diapiros (Adaptado de Ramberg, 1981). c) Modelo de Ballooning propuesto para el Plutón Ardara, Irlanda. Se muestran los contactos entre 3 unidades intrusivas (G1, G2 y G3) y se infiere el punto de inyección, generándose la expansión de los intrusivos iniciales (Molyneux y Hutton, 2000). d) Modelo de Stoping (Gill, 2010).....	13
Fig. 3 Ubicación del Stock Yerba Loca.....	16
Fig. 4 Mapa del Stock Yerba Loca, con la ubicación y codificación de las muestras recolectadas para los análisis petrográficos y geoquímicos.....	19
Fig. 5 Diferencia gráfica entre diagramas PER y GER. a) Diagrama PER que ilustra el efecto de dos procesos de transferencia de material con diferentes estequiometrías ( $dY/dX$ : gris y $dY/dX$ : blanco), afectando un grupo de rocas cogenéticas, con una composición inicial en común (círculo negro). b) Diagrama GER que ilustra el efecto de los procesos de transferencia de material en dos rocas composicionalmente diferente, las cuales se mueven desde la composición inicial (x,y), acercándose o alejándose de la composición definida por la estequiometría ( $dX/dZ$ , $dY/dZ$ ). Tomado de Stanley, 2019.....	21
Fig. 6 Mapa de los principales rasgos morfoestructurales de la segmentación andina entre los 32° y 35°S (basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003a) y Tassara y Yáñez (2003)). Como referencia, el círculo rojo muestra la localización del Stock Yerba Loca.....	23
Fig. 7 Mapa con el recorrido estimado que tuvo el Ridge de Juan Fernández desde los 14 Ma hasta hoy en día. Representación donde el hot spot se mantiene estacionario y el margen continental se desplaza al occidente. La placa continental se representa de color café, mientras que la oceánica de color celeste y la localización del hot spot se representa mediante un triángulo sólido. En el margen continental se muestra la ciudad de Valparaíso como punto de referencia. Modificado de Yáñez et al. 2001.....	23
Fig. 8 Mapa geológico de los Andes de Chile central y Argentina, mostrando las Formaciones y las estructuras que controlan la geología regional. Además, se muestra las franjas de intrusivos Cretácicos y Neógenos, siendo este último dividido en la franja Oligoceno-Mioceno Inferior y la franja Mioceno Superior-Plioceno (donde se ubica el Stock Yerba Loca). Modificado de Farías et al. (2008).....	25
Fig. 9 Gráfico de wt% SiO <sub>2</sub> vs FeO/MgO para el complejo volcánico y plutónico de El Teniente, donde se muestra la transición desde una signatura toleítica en el Mioceno Inferior hasta calco-alcalina en el Plioceno. Tomado de Kay et al., 2005.....	26
Fig. 10 Mapa geológico con la ubicación de los distintos plutones Miocenos analizados por Deckart et al. (2010). Modificado de Rivano et al. (1990).....	28
Fig. 11 Mapa petrológico del Stock Yerba Loca. Configuración de la roca de caja extraída de Mardones (2019).....	31
Fig. 12 Contacto magmático entre las unidades La Leonera y La Cruz.....	32
Fig. 13 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de la Unidad La Leonera. A la izquierda se muestra el corte a nicoles paralelos y la derecha a nicoles cruzados.....	33

Fig. 14 Contacto de intrusión entre la Unidad La Cruz y la roca caja, generándose la formación de Xenolitos. ....	34
Fig. 15 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de la Unidad La Cruz. A la izquierda se muestra el corte a nicoles paralelos y la derecha a nicoles cruzados. ....	36
Fig. 16 Disposición espacial de la Unidad La Parva al sur del estero La Leonera. Se muestra el contacto de esta unidad con la Unidad La Leonera, la roca caja y un dique leucocrático. ....	37
Fig. 17 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de la Unidad La Parva. A la izquierda se muestra el corte a nicoles paralelos y la derecha a nicoles cruzados. ....	38
Fig. 18 Disposición espacial de la Unidad Villa Paulina. Se muestra en contacto con las unidades La Parva y La Cruz, y además con la roca caja. ....	39
Fig. 19 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de la Unidad Villa Paulina. A la izquierda se muestra el corte a nicoles paralelos y la derecha a nicoles cruzados. ....	41
Fig. 20 Mapa del Stock Yerba Loca con las redes estereográficas representativas de la fábrica magmática medida en los puntos de muestreo. ....	43
Fig. 21 Fotos de algunos de los contactos de la primera familia de diques leucocráticos. A) Contacto con la Unidad La Cruz. B) Contacto con la Unidad La Leonera. ....	44
Fig. 22 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de la primera familia de diques leucocráticos. A la izquierda se muestra el corte a nicoles paralelos y la derecha a nicoles cruzados. ....	44
Fig. 23 Foto del contacto entre la segunda familia de diques leucocráticos con la Unidad Villa Paulina. ....	45
Fig. 24 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de la segunda familia de diques leucocráticos. A la izquierda se muestra el corte a nicoles paralelos y la derecha a nicoles cruzados. ....	46
Fig. 25 Foto de la estructura Budín inmersa en la Unidad La Leonera. Presentándose con un contacto bien definido pero irregular. ....	46
Fig. 26 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de los budines. A la izquierda se muestra el corte a nicoles paralelos y la derecha a nicoles cruzados. ....	47
Fig. 27 Diagrama de clasificación Total Álcalis vs Sílice (TAS) (Middlemost, 1994) de las muestras analizadas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca. ....	49
Fig. 28 Diagrama de álcalis, óxidos de Fe y óxidos de Mg (AFM) (Irvine y Baragar, 1971) de las muestras analizadas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca. ....	49
Fig. 29 Diagramas de variación de elementos mayores (Harker) de las muestras analizadas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca. ....	51
Fig. 30 Diagramas de Large Ion Lithophile Elements (LILE) de las muestras analizadas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca. ....	52
Fig. 31 Diagramas de High Field Strength Elements (HFSE) de las muestras analizadas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca. ....	53
Fig. 32 Diagramas de los elementos de transición de las muestras analizadas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca. ....	54
Fig. 33 Diagrama Spider de tierras raras (REE) (Anders y Grevesse, 1989).....	55
Fig. 34 Diagrama Spider multielementos (Sun y McDonough, 1989).....	56



Fig. 35 Diagramas de las concentraciones de los posibles elementos conservativos vs el contenido de SiO <sub>2</sub> . Se muestra, además, el valor de R <sub>2</sub> de cada relación.....	57
Fig. 36 Diagramas molares entre todos los elementos candidatos a elemento conservativo. Se muestra, además, el valor de R <sub>2</sub> de cada relación.....	57
Fig. 37 Diagramas PER, que muestran el comportamiento de las fases minerales respecto al fraccionamiento de los elementos mayores que ingresan en sus estructuras. Se evalúa el control que tienen las plagioclasas, feldespato potásico, olivino y clinopiroxeno.....	58
Fig. 38 Mapa conceptual ilustrativo de la evolución del sistema magmático del Stock Yerba Loca.....	62
Fig. 39 Modelo termodinámico realizado en MELTS, representativo de la evolución del sistema a partir de la Unidad La Cruz. Se muestra el grado de cristalinidad en distintas etapas de la evolución del modelo.....	64
Fig. 40 Gráficos de volumen mineral fraccionado en razón de la cristalinidad del sistema del primer modelo termodinámico. A la izquierda se muestran la mineralogía fraccionada instantáneamente, mientras que a la derecha el acumulado.....	64
Fig. 41 Modelo termodinámico realizado en MELTS, representativo de la evolución del sistema a partir de la Unidad Villa Paulina. Se muestra el grado de cristalinidad en distintas etapas de la evolución del modelo. ....	65
Fig. 42 Gráficos de volumen mineral fraccionado en razón de la cristalinidad del sistema del segundo modelo termodinámico. A la izquierda se muestran la mineralogía fraccionada instantáneamente, mientras que a la derecha el acumulado.....	66
Fig. 43 Gráficos de volumen de Hornblenda fraccionado en razón de la cristalinidad del sistema. A la izquierda se muestra el fraccionamiento instantáneo, mientras que a la derecha el acumulado. ....	66
Fig. 44 Diagrama Total Álcalis vs Sílice (TAS) (Middlemost, 1994). Muestra la clasificación general de las muestras de los distintos plutones del arco magmático Mioceno de Chile central comparados en este estudio. ....	68
Fig. 45 Diagramas con las distintas muestras de los plutones del arco magmático Mioceno de Chile central comparados en este estudio. A la izquierda se muestra el diagrama de álcalis, óxidos de Fe y óxidos de Mg (AFM) (Irvine y Baragar, 1971). A la derecha se muestra el diagrama de contenido molar total de álcalis versus alúmina (A/CNK – A/NK) (Shand, 1943). ....	69
Fig. 46 Diagramas de razones de elementos trazas de las distintas muestras de los plutones del arco magmático Mioceno de Chile central comparados en este estudio. A la izquierda se muestra el gráfico de las razones de Ba/Ta vs La/Ta, evidenciando un comportamiento clásico de magmatismo de subducción. A la derecha se muestra el gráfico de las razones de Ba/La vs La/Yb, el cual evidencia que probablemente no exista una relación entre los distintos plutones y el aporte que predominó en sus fuentes magmática. ....	70

# 1 Introducción.

## 1.1 Formulación de la problemática.

### 1.1.1 Arcos magmáticos en subducción.

Estudiar la evolución del magmatismo en zonas de subducción es de gran importancia para comprender la evolución de la corteza continental (Rudnick y Gao, 2003). Sin embargo, entender la diversificación composicional de los arcos magmáticos en los niveles superiores de la corteza se complejiza, debido a que los cuerpos plutónicos someros expuestos en superficie suelen representar etapas más avanzadas de la evolución del arco (Miller y Snoke, 2009), motivo por el cual existe una ausencia de información respecto a la composición del magma primitivo derivado del manto, el contenido de agua presente en el magma, y procesos generadores de la diversificación composicional, complejizándose el desarrollo de modelos geoquímicos y petrogenéticos sobre la evolución de los sistemas magmáticos (Otamendi et al., 2012).

El magmatismo formado en zonas de subducción da origen a rocas con un amplio rango en contenido de  $\text{SiO}_2$  (Pearce and Peate, 1995), iniciando con magmatismo basáltico, pasando por andesítico y llegando hasta riolítico. Esto implica que durante la evolución del magmatismo ocurren diversos procesos que permiten la diversificación composicional (Rudnick, 1995).

Dentro de los modelos que se han postulado para la evolución de los sistemas magmáticos en arcos continentales, se sugiere una importante influencia de la configuración de la corteza en la petrografía derivada del magmatismo al momento de iniciarse en zonas de subducción (Otamendi et al., 2012; Chapman et al., 2014; Ducea et al., 2015). Las etapas iniciales estarían dominadas por un magmatismo máfico, emplazado principalmente en las cercanías del basamento, pero que logra atravesar niveles de la corteza superior para emplazarse como sills o diques, o bien para salir a superficie mediante volcanismo. El incremento drástico en el gradiente geotermal derivado del magmatismo máfico, genera fusión parcial de las rocas de la corteza, produciendo una compleja interacción entre el fundido anatético y el magma máfico, dando como resultado cuerpos dioríticos a tonalíticos (Otamendi et al., 2012). Una vez predominando el magmatismo intermedio en la corteza, a través de cristalización fraccionada se da origen a las rocas silíceas calco-alcalinas (Fig.1).

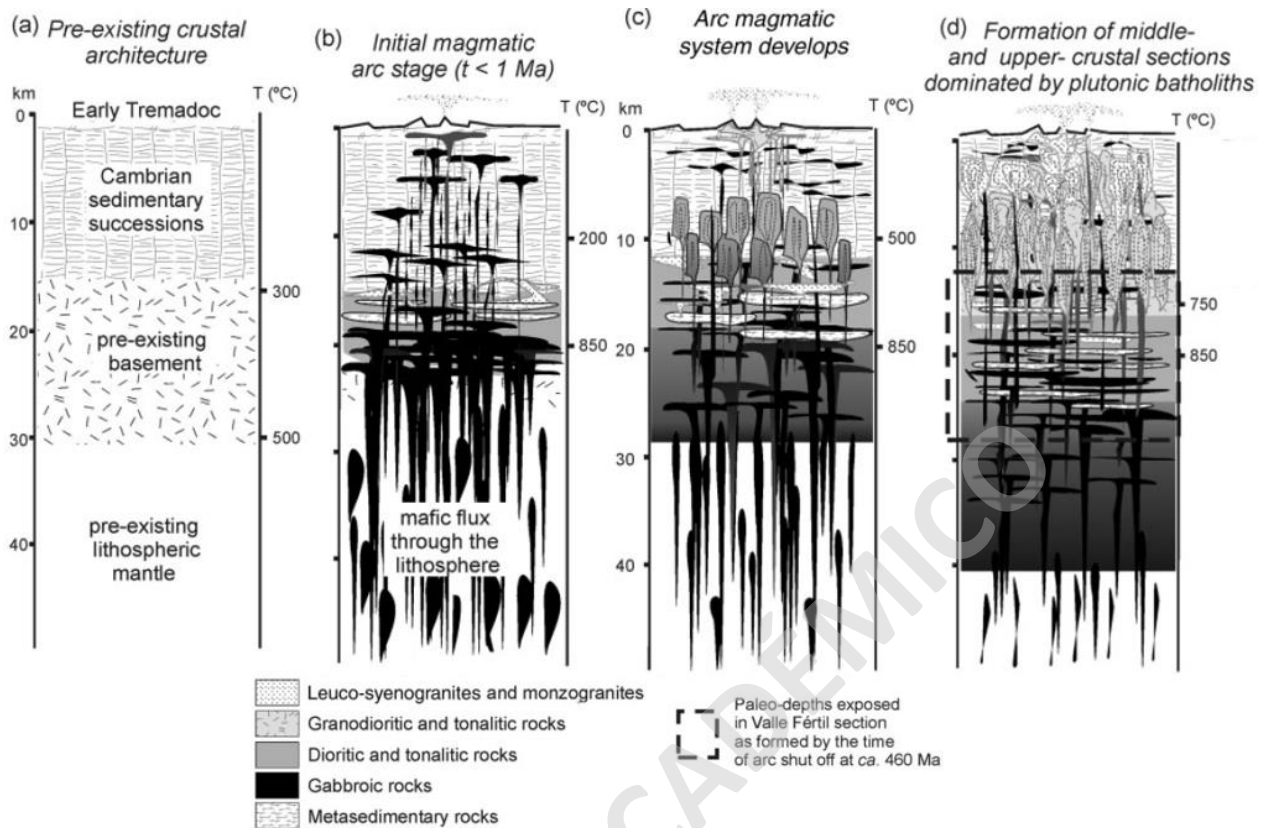


Fig. 1 Modelo esquemático de la evolución del arco magmático Famatiniano, desarrollado en Valle Fértil. Modificado de Otamendi et al. (2012).

Con la evolución del magmatismo, también evoluciona la corteza, madurando termalmente y permitiendo que el volumen de magma que puede ascender a niveles superiores de la corteza sea mayor (De Silva et al., 2006; Otamendi et al., 2012; Bachmann et al., 2016). Además, la generación y ascenso de cuerpos magmáticos intermedios – ácidos a niveles intermedios de la corteza, podría funcionar como bloqueo reológico para el ascenso a niveles someros de cuerpos plutónicos máficos, generando que se acumulen en los niveles profundos de la corteza y aumentando consigo, el volumen de esta, conllevando a un engrosamiento cortical. (Ducea et al., 1996; Paterson et al., 1998; Otamendi et al., 2012; Cao et al., 2016).

### 1.1.2 Reservorios magmáticos.

Para lograr comprender detalladamente la evolución de los arcos magmáticos, es necesario entender cómo se construyen y evolucionan los reservorios, siendo los cuerpos plutónicos cristalizados observados en terreno la evidencia directa de su registro en profundidad (Marsh, 1989). Mediante el análisis de modelos físicos, se sugiere que la formación y preservación de reservorios magmáticos consta de procesos sumamente complejos (e.g. una

continua interacción entre diferentes procesos, tales como la cristalización del fundido, la disolución de cristales, la exsolución de volátiles, segregación de fundidos residuales y migración del magma a través de la corteza) y que las observaciones que se realizan respecto a los diversos procesos ígneos que ocurren a través de la corteza representan solamente la parte superior de un sistema magmático más grande (Cashman et al., 2017).

A partir de observaciones que se han realizado en sistemas de complejos plutónicos, algunos autores sugieren que la localización de los reservorios depende de la composición del magma que contiene, planteando que los reservorios magmáticos máficos se emplazan preferentemente en la corteza inferior, mientras que reservorios magmáticos graníticos se concentran preferentemente en la corteza superior (Rudnick y Gao, 2003; Cashman et al., 2017). De igual manera, se ha registrado que una serie de cuerpos magmáticos máficos menores, pueden llegar a emplazarse en la corteza superior, ya sean diques, sills, o bien, cuerpos cónicos volumétricamente menores a los cuerpos tabulares de composición intermedia a ácida (Marsh, 1989, Otamendi et al., 2012).

Uno de los temas controversiales respecto a la formación de reservorios magmáticos refiere a mecanismos de ascenso y emplazamiento del magma a través de la corteza, para lo cual se han planteado distintos mecanismos que responden a las variaciones reológicas de la corteza. Para niveles de la corteza inferior, donde el comportamiento reológico es más dúctil que en niveles superiores, se ha propuesto el diapirismo, el cual consiste en un mecanismo de ascenso producto de la buoyancia, donde un volumen de magma con morfología elíptica asciende a través de una corteza caliente, con un comportamiento visco – elástico (Fig.2b; Paterson et al., 1995; Miller et al., 1999; Gill, 2010), mientras que, en niveles de la corteza superior, donde el comportamiento reológico es frágil, se plantea que el ascenso ocurre mediante diques (Fig.2a), los cuales corresponden a cuerpos magmáticos tabulares, que utilizan las fracturas de la roca de caja para su ascenso, los cuales se van juntando y aumentando volumétricamente hasta llegar a formar cuerpos intrusivos de mayores dimensiones (Glazner et al., 2004). Otro mecanismo planteado para el ascenso en niveles de la corteza superior es el *stopping*, donde el magma avanza mediante fracturas y va incorporando bloques de la roca de caja, abriéndose espacio a través de la corteza (Fig.2d; Paterson et al., 2008). Por otro lado, como mecanismo de emplazamiento se ha planteado el *ballooning*, donde un volumen de magma se estanca durante el ascenso, producto de la pérdida de calor o buoyancia, comenzando a cristalizar y aumentando su viscosidad, mientras que en las partes profundas continúa inyectándose magma caliente hasta la

zona más fría. Esto produce un abombamiento y expansión lateral del cuerpo magmático (Fig.2c; Marsh, 1984; Paterson et al., 1995; Gill, 2010).

Otro aspecto que ha sido objeto de múltiples estudios respecto a la formación de reservorios es la escala temporal en que ocurren todos los procesos que están involucrados en su construcción y diferenciación. Mediante análisis geocronológicos de cuerpos plutónicos se plantea un intervalo de tiempo de miles a millones de años para los procesos de diferenciación (Hawkesworth et al., 2004; Walker Jr et al., 2007; Miller et al., 2011; Bucholz et al., 2016). Por otro lado, para los procesos de emplazamiento y formación de reservorios magmáticos, se plantea un intervalo de cientos de miles de años mediante modelos numéricos de evolución termal (Annen et al., 2009; Gutiérrez et al., 2013). Finalmente, para los procesos de ascenso magmático, se ha planteado que el mecanismo de ascenso controlaría el tiempo en que ocurren estos procesos, siendo a tasas más lentas mediante diapirismo y a tasas más rápidas mediante diques, llegando a tardar entre miles y millones de años (Clemens y Mawer, 1992; Petford et al., 2000).

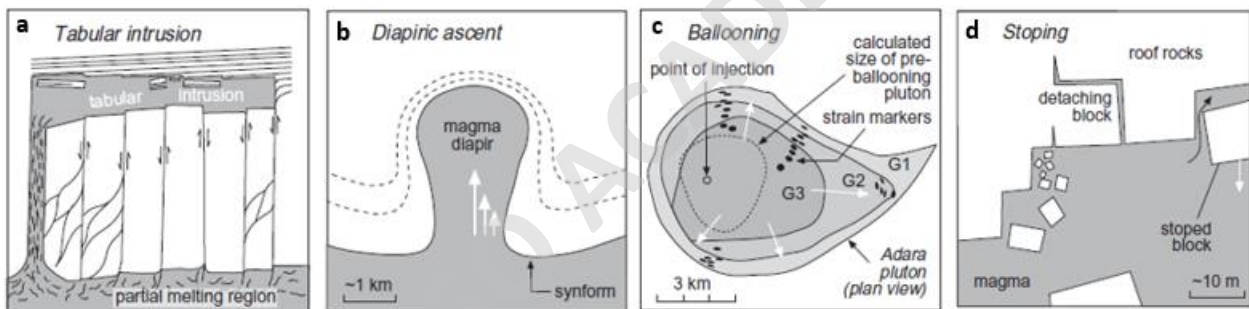


Fig. 2 Modelos esquemáticos de los mecanismos de ascensión y emplazamiento. a) Emplazamiento de intrusivos tabulares mediante diques (Haerderle y Atherton, 2002; Cruden, 1998). b) Ascenso magmático mediante diapiros (Adaptado de Ramberg, 1981). c) Modelo de Ballooning propuesto para el Plutón Ardara, Irlanda. Se muestran los contactos entre 3 unidades intrusivas (G1, G2 y G3) y se infiere el punto de inyección, generándose la expansión de los intrusivos iniciales (Molyneux y Hutton, 2000). d) Modelo de Stopping (Gill, 2010).

### 1.1.3 Estructura interna y procesos de diferenciación magmática.

Comprender la estructura interna de cuerpos plutónicos y los procesos encargados de la diferenciación composicional de los magmas resulta de gran importancia, ya que estos evidencian la historia evolutiva de los sistemas magmáticos (Mahood y Cornejo, 1992; Payacán, 2015). Esto se analiza mediante las variaciones composicionales, texturales, químicas y de fábricas magmáticas preservadas en cuerpos intrusivos, muchas veces evidenciando el comportamiento fluidodinámico del magma dentro del reservorio (e.g., flujos magmáticos, eventos de deformación tectónica syn-magmática) (Hutton, 1988; Paterson et al., 1989, Paterson et al., 1998; Vernon, 2000; Gutiérrez et al., 2013; Payacán, 2015). Además, se suelen inferir procesos de diferenciación como cristalización fraccionada, asimilación cortical, *crystal settling* y mezcla de

magmas (Marsh, 1987; Eales et al., 1990; Cribb y Barton, 1996; Claeson y Meurer, 2004; Lee y Morton., 2015; Suzaño et al., 2015), siendo los dos primeros los más relevantes (Gill, 2010).

Una de las grandes problemáticas que presenta el estudio de los cuerpos plutónicos es determinar los procesos que actuaron en las primeras etapas de la construcción y diferenciación, que dieron lugar a la estructura interna registrada, debido a que las rocas plutónicas tienden a registrar las fases terminales de los eventos intrusivos, asociadas a procesos tardi-magmáticos y *sub-solidus* (Bachmann et al., 2007; Payacán, 2015). Esto genera la pérdida de evidencias acerca de la naturaleza de los flujos magmáticos al interior de los reservorios (e.g. flujos convectivos), complejizando la comprensión de los procesos de diferenciación magmática que tuvieron lugar en la formación de los plutones, ya que los flujos magmáticos juegan un rol importante en los mecanismos de diferenciación (Bachmann et al., 2007; Aravena et al., 2017).

Diversos autores proponen una relación directa entre el engrosamiento cortical y la diversificación magmática, donde una corteza engrosada permite mayor variabilidad composicional de magmas, producto de un enfriamiento más lento y un mayor tiempo de residencia en la corteza (Plank y Langmuir, 1988; Turner y Langmuir, 2015a, 2015b; Farner y Lee, 2017). Sin embargo, el plutonismo Mioceno de Chile central presenta intrusivos con alto grado de diferenciación (e.g. granodioritas del Plutón La Obra), emplazados entre los 19-16 Ma en una corteza continental delgada (Kurtz et al., 1997), mientras que intrusivos menos diferenciados (e.g. Stock Yerba Loca) se han emplazado a los ~14 Ma en una corteza un poco más engrosada, sugiriendo de esta forma, la posibilidad de que los principales responsables de la variabilidad composicional de los magmas sean los controles del emplazamiento (e.g. control estructural, características de la roca caja) y la eficiencia de los mecanismos de diferenciación, más que el engrosamiento de la corteza.

#### 1.1.4 Magmatismo Mioceno en Chile central.

El magmatismo Mioceno de los Andes de Chile Central se ha registrado principalmente en los complejos plutónicos asociados a los grandes yacimientos porfídicos de cobre de Los Pelambres, Río Blanco-Los Bronces y El Teniente (e.g. Batolito San Francisco, Plutón Alfalfalito; Kurtz et al., 1997; Deckart et al., 2010), en algunos cuerpos plutónicos estériles aledaños a estos yacimientos (e.g. Plutón La Obra, Plutón La Gloria, Cerro Mesón Alto, Stock Yerba Loca; Stern y Skewes, 1995; Kurtz et al., 1997; Kay y Mpodozis, 2002; Deckart et al., 2010; Aravena et al., 2017) y en sus derivados volcánicos (e.g. Fm. Coya-Machalí, Fm. Farellones; Stern y Skewes, 1995; Kurtz et al., 1997). En particular, el registro plutónico se caracteriza por cuerpos

predominantemente granodioríticos a graníticos con 61-70% de  $\text{SiO}_2$  (Kurtz et al., 1997; Aravena et al., 2017), exceptuando la unidad sur del Batolito San Francisco y el Stock Yerba Loca, los cuales corresponden a monzodioritas con 54-56 wt% de  $\text{SiO}_2$  (Deckart et al., 2010).

Cabe mencionar que los Andes de Chile Central se enmarca en un contexto geodinámico complejo, donde existen un conjunto de variables que influyen directamente en la generación y evolución del magmatismo durante el Neógeno (e.g. Variación en el ángulo de subducción, variaciones en las tasas de erosión por subducción, generando un aumento de sedimentos terrígenos incorporados a la cuña astenosférica, y variaciones en las tasas de alzamiento regional) (Stern y Skewes, 1995; Kurtz et al., 1997; Kay y Mpodozis, 2002; Deckart et al., 2010). Los estudios de sistemas plutónicos del arco Mioceno se han concentrado en los cuerpos graníticos, evidenciando las fases terminales de la evolución del arco, resultando complejo entender la génesis y los distintos procesos de diferenciación magmática que tuvieron lugar en la evolución del magmatismo (Mahood y Cornejo, 1992; Stern y Skewes, 1995; Cornejo et al., 1997; Kurtz et al., 1997; Reich et al., 2003; Deckart et al., 2010; Gutiérrez et al., 2013; Payacán, 2015; Aravena et al., 2017; Schaen et al., 2017). Dado lo anterior, se hace de suma importancia estudiar los cuerpos máficos emplazados en niveles de la corteza superior, como lo es la unidad sur del Batolito San Francisco y el Stock Yerba Loca, ya que representarían las fases iniciales del magmatismo y podrían entregar información clave para lograr comprender la historia evolutiva del arco magmático Mioceno.

#### 1.1.5 ¿Por qué el Stock Yerba Loca?

Este trabajo se enmarca en estudiar el Stock Yerba Loca, el cual se encuentra dentro del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca, localizado aproximadamente a unos 27 km al noreste de Santiago (Fig.3). Este corresponde a un intrusivo máfico (monzodioritas con 54-57% de  $\text{SiO}_2$ ) emplazado en las rocas de la Formación Farellones, las que se sitúan en niveles de la corteza superior del arco magmático Mioceno de Chile central (Deckart et al., 2010). Los cuerpos plutónicos máficos de este arco han sido muy poco estudiados, motivo por el cual hay muchas incógnitas sin resolver respecto a la evolución del magmatismo en este periodo. Mediante observaciones preliminares en terreno, se han distinguido al menos dos grandes unidades, siendo estas, una unidad inferior con un mayor índice de color y una superior con menor índice de color. Dichas observaciones sustentan esta investigación, en la que se plantea determinar la relación petrogenética entre ambas unidades y la relación petrogenética con otros plutones Miocenos, contextualizando al Stock Yerba Loca dentro del arco magmático Mioceno.

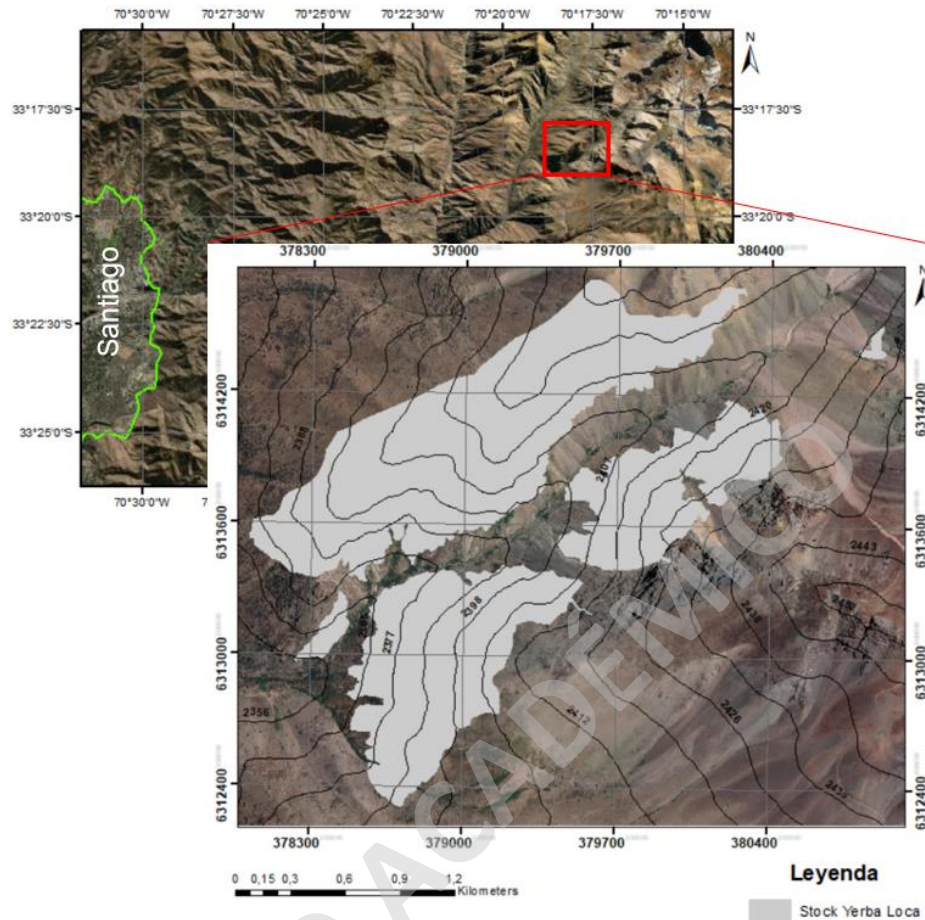


Fig. 3 Ubicación del Stock Yerba Loca.

## 1.2 Hipótesis.

Mediante los análisis y modelos geoquímicos de las unidades del Stock Yerba Loca, se evidenciará la fuente magmática y los procesos que tuvieron lugar en la formación de las distintas unidades, permitiendo, además realizar una comparativa con otros plutones Miocenos. Para este estudio se plantea como hipótesis que el Stock Yerba Loca se formó a partir de un reservorio magmático homogéneo, en donde los procesos de diferenciación ocurridos a nivel de emplazamiento fueron los responsables de la variabilidad composicional.

Inicialmente, en la parte baja del intrusivo habría comenzado a cristalizar la unidad representativa del magma parental, seguido de la acción de procesos como flujos convectivos, cristalización fraccionada y segregación de fundidos residuales, formando un residuo sólido máfico y un líquido residual más diferenciado, el cual se iría diferenciando cada vez más a medida que va cristalizando y segregando fundidos residuales. Esto se vería representado por una unidad inferior con texturas cumuladas, empobrecida en elementos incompatibles y por unidades



superiores cada vez más enriquecidas en elementos incompatibles. Evidencia de lo anterior sería la existencia de diques en las unidades menos diferenciadas, cuyas composiciones serían equivalentes a las unidades más diferenciadas, los cuales serían representativos de los canales de extracción del fundido residual.

Alternativamente, se plantea la posibilidad de que el Stock Yerba Loca no sea un cuerpo aislado, sino que se relacione petrogenéticamente a la unidad sur del Batolito San Francisco, como sugieren los datos geoquímicos e isotópicos presentados por Deckart et al. (2010). Para evaluar esta alternativa es necesario establecer a qué unidad del Stock Yerba Loca se asemeja la unidad sur del Batolito San Francisco. En este caso se proponen como escenarios posibles.

(1) Por un lado, si la unidad sur del Batolito San Francisco es comparable con la unidad representativa del magma parental del Stock Yerba Loca, estos no necesariamente estarían conectados en los niveles superiores de la corteza (pero compartiendo la fuente profunda de magma), existiendo la posibilidad de que ambos sean cuerpos intrusivos aislados que hayan evolucionado mediante diferentes líneas de líquido de descenso. (2) Por otro lado, si la unidad sur del Batolito San Francisco es comparable con la unidad más diferenciada del Stock Yerba Loca, probablemente ambos pasaron por los mismos procesos de diferenciación magmática, por lo que podrían corresponder a un único cuerpo intrusivo.

### 1.3 Objetivos.

#### 1.3.1 Objetivo general.

Plantear una evolución geológica del Stock Yerba Loca, proponiendo los mecanismos de emplazamiento y los procesos de diferenciación magmática que dieron lugar a su formación, y determinar su relación petrogenética con otros plutones Miocenos.

#### 1.3.2 Objetivos específicos.

1. Caracterizar la disposición espacial y características geométricas del Stock Yerba Loca, la relación con las estructuras de la roca de caja y el contacto entre el Stock y la roca de caja.
2. Definir las unidades magmáticas que componen al Stock Yerba Loca a través de una caracterización mineralógica y textural.
3. Identificar patrones de deformación interna registrada en el Stock mediante la determinación de las fábricas magmáticas.
4. Reconocer patrones de variación geoquímica entre las unidades magmáticas del Stock Yerba Loca.

5. Identificar la relación petrogenética entre las distintas unidades composicionales definidas.
6. Inferir las características reológicas de la roca de caja y evaluar posibles mecanismos de emplazamiento del Stock Yerba Loca.
7. Comparar las características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas del Stock Yerba Loca con otros plutones Miocenos.

#### 1.4 Metodologías.

En una primera instancia se realizó una recopilación bibliográfica de antecedentes sobre la génesis y evolución de intrusivos del arco magmático Mioceno y más específicamente del Stock Yerba Loca y del contexto geodinámico en el que se enmarca.

##### 1.4.1 Campaña de terreno (o.e.1, 2 y 6).

Consta de dos campañas de terreno. La primera se realizó durante el año 2019, con la finalidad de obtener muestras de mano para realizar análisis petrográficos y geoquímicos. La segunda campaña se realizó durante el segundo periodo del año 2020, con la finalidad de hacer un mapeo del Stock Yerba Loca, definiendo las distintas unidades que lo componen y sus relaciones de contacto. Además, se realizará un reconocimiento general de la roca de caja y de su relación de contacto con el Stock. Finalmente, se realizarán mediciones de la fábrica petrográfica, acompañado de la toma de muestras de mano con el objetivo de cubrir zonas no muestreadas en la primera campaña (Fig.4). Las coordenadas geográficas de la localización de las muestras se presentan en anexo 1.

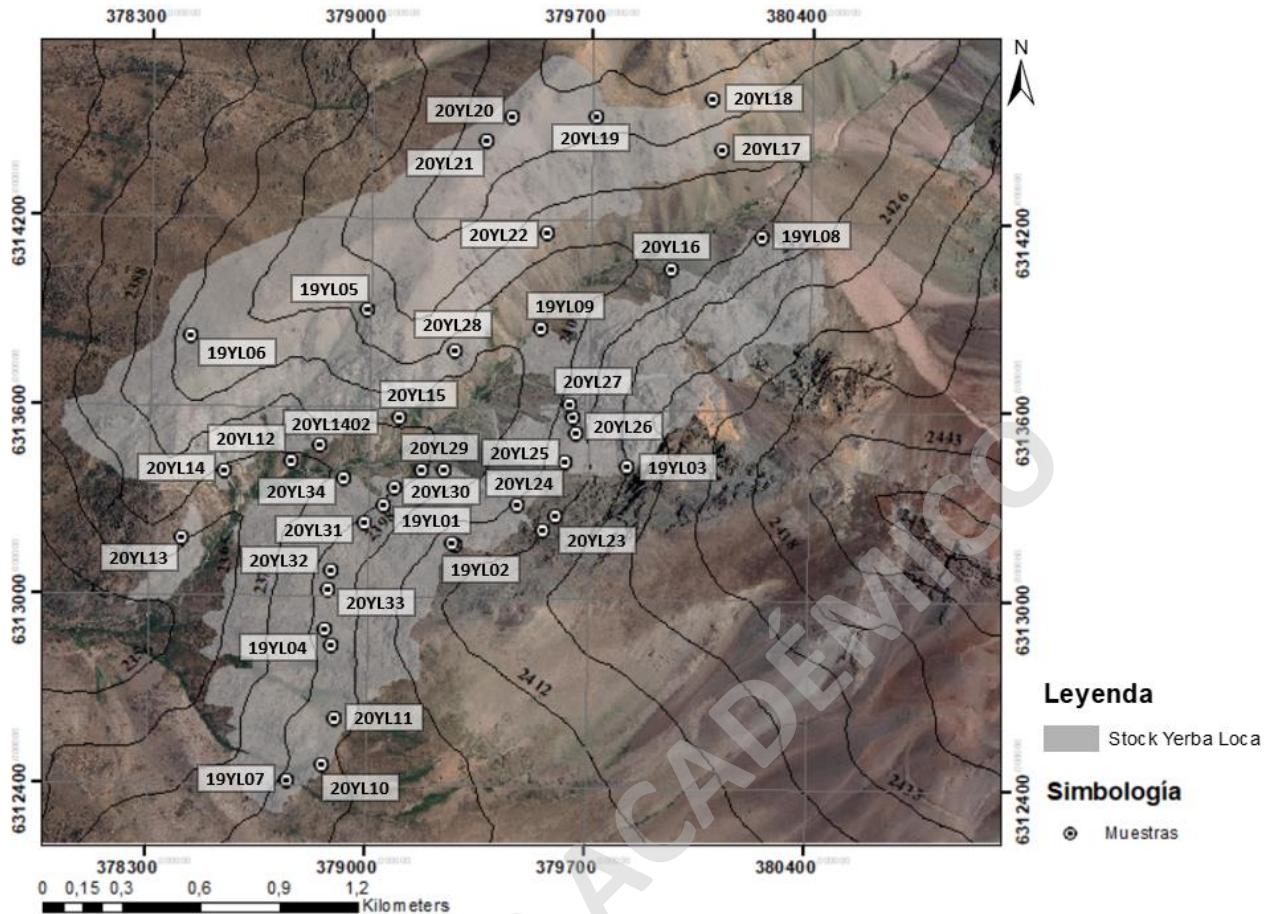


Fig. 4 Mapa del Stock Yerba Loca, con la ubicación y codificación de las muestras recolectadas para los análisis petrográficos y geoquímicos.

#### 1.4.2 Análisis petrográficos (o.e.2 y 7).

Se realizó una caracterización y descripción petrográfica de las muestras recolectadas en terreno mediante descripciones de muestras de mano y microscopía óptica, la cual se llevó a cabo en el laboratorio de microscopios de la escuela de Geología de la Universidad Mayor. La caracterización permitirá determinar el tipo de roca que se está estudiando, con sus texturas, fábrica cristalina, tamaño de cristales y asociaciones mineralógicas.

#### 1.4.3 Análisis geoquímicos (o.e.4 y 7).

Las muestras recolectadas en terreno fueron enviadas al laboratorio Acmelab, donde se realizaron análisis de roca total por fusión de borato de litio. Se medirán elementos traza mediante ICP-MS y elementos mayores mediante ICP-ES y análisis de carbón y sulfuro.

Se enviaron a análisis varias muestras representativas de cada unidad del stock, con la finalidad de determinar los patrones de variaciones geoquímicas entre las distintas unidades que lo componen y como se diferencia o asemeja a otros plutones Miocenos de Chile central.

#### 1.4.4 Análisis de litogeoquímica (o.e.4).

Se realizaron análisis de las razones molares de los distintos elementos y así determinar la naturaleza y los controles sobre las composiciones de las muestras, para lo cual se emplearán cuatro herramientas analíticas: 1) Análisis de elementos conservativos. 2) Análisis de la relación de elementos de Pearce. 3) Análisis general de las razones de elementos. 4) Cambio en las bases de clasificación de rocas.

El análisis de elementos conservativos consiste en la realización de scatterplots y otros diagramas que contemplen la utilización de elementos cuya concentración no varíe durante los procesos que generan cambios composicionales (Nicholls, 1988; Russell y Stanley, 1990). Esto permite discriminar entre un conjunto de rocas con diferentes composiciones iniciales y facilita realizar correlaciones estratigráficas (Stanley, 2019).

El análisis de la relación de elementos de Pearce (PER) consiste en una corrección de los diagramas, dividiendo los elementos a analizar en un conservativo, generando que los elementos a analizar se desplacen mediante una línea con pendiente correspondiente a la estequiometría de la transferencia de material (Fig.5a), permitiendo cuantificar el grado en que han ocurrido los procesos de diversificación composicional (Stanley, 2019).

El análisis general de las razones de elementos (GER) consiste en un complemento para el análisis de Pearce, pero a diferencia de este, el diagrama GER no utiliza un conservativo en el denominador y, por ende, los elementos a analizar no se mueven mediante una línea, sino que se acercan o alejan de los nodos, siendo estos los indicadores de la transferencia de material (Fig.5b; Stanley, 2019).

Finalmente, el cambio en las bases de clasificación de rocas consiste en que la clasificación composicional de las rocas descritas en términos de concentraciones de elementos se transforme a una clasificación en términos de concentraciones minerales, los cuales pueden ser graficados en diversos diagramas ternarios utilizados para clasificar rocas (Streckeisen et al., 2002, Stanley, 2019).

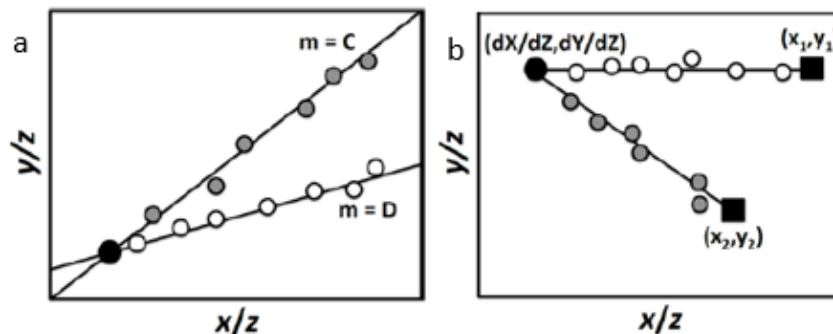


Fig. 5 Diferencia gráfica entre diagramas PER y GER. a) Diagrama PER que ilustra el efecto de dos procesos de transferencia de material con diferentes estequiometrías ( $dY/dX$ : gris y  $dY/dX$ : blanco), afectando un grupo de rocas cogenéticas, con una composición inicial en común (círculo negro). b) Diagrama GER que ilustra el efecto de los procesos de transferencia de material en dos rocas composicionalmente diferente, las cuales se mueven desde la composición inicial  $(x,y)$ , acercándose o alejándose de la composición definida por la estequiometría  $(dX/dZ, dY/dZ)$ . Tomado de Stanley, 2019.

#### 1.4.5 Simulaciones geoquímicas y termodinámicas (o.e.4 y 5).

Con los datos geoquímicos entregados por el laboratorio, se realizaron modelos geoquímicos mediante el software Rhyolite-MELTS, donde se ingresaron las concentraciones de elementos mayores y se establecieron distintos valores de temperatura, presión y concentración de H<sub>2</sub>O. La temperatura y presión se establecieron a partir de las condiciones físicas del magma y profundidad de emplazamiento, tal como lo realizó Aravena et al. (2017) en el Plutón la Gloria. Esto permitió modelar la relación de las fases líquidas y sólidas en el sistema magmático en condiciones de cristalización fraccionada y en equilibrio.

Se evaluó el efecto que tiene la variación de temperatura, presión y contenido de agua en las distintas propiedades (e.g. densidad, viscosidad, concentración de elementos, fases minerales cristalizadas y exsolución de agua) de las distintas fases (líquida, sólida y en el magma) del sistema a medida que evoluciona.

Los modelos se realizaron a partir de un magma parental, con la finalidad de reconstruir la composición de las diferentes unidades magmáticas a medida que el sistema evoluciona mediante los mecanismos de cristalización.

## 2 Antecedentes Geológicos.

### 2.1 Contexto geodinámico y morfoestructural.

La formación de los Andes ha sido resultado de la actividad tectónica y del magmatismo asociado a la subducción de la corteza oceánica bajo la corteza continental, la cual ha permanecido activa al menos desde el Jurásico hasta hoy en día (Mpodozis y Ramos, 1989). A lo largo del tiempo geológico, este proceso ha presentado variaciones en el vector de subducción, variando la dirección y velocidad de esta, registrándose, en la actualidad, una subducción relativamente oblicua (dirección ENE) con una velocidad de 8.5 (cm/año) aproximadamente (Yáñez et al., 2001).

La configuración de los Andes de Chile central (30°-35°S) se caracteriza por ser una zona de transición entre estilos de subducción, pasando de una subducción plana de unos 10° de inclinación al norte de los 33°S (*flat slab*) a una subducción normal al sur de los 33°S con alrededor de 30° de inclinación (Barazangi e Isacks, 1976). El cambio en el estilo de subducción tiene como consecuencia que se presenten diferencias en la segmentación morfoestructural de los Andes de Chile Central. El segmento norte, en la zona de *flat slab*, se caracteriza por una ausencia de volcanismo actual, se presentan, de occidente a oriente, las unidades morfoestructurales correspondientes a Cordillera de la Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera. Por otro lado, la zona con mayor ángulo de subducción (~30°), ubicada al sur de los 33°S, se caracteriza por la presencia de volcanismo actual y las unidades morfoestructurales, de occidente a oriente, correspondientes a Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal y Cordillera Frontal (Fig.6; Giambiagi et al., 2003).

La configuración de los estilos de subducción estaría asociada a la subducción del *Ridge* de Juan Fernández, cuya zona en la que subducta habría migrado de norte a sur durante el Mioceno, estabilizándose a los 33°S hace 10 Ma (Fig.7; Yáñez et al., 2001) y permaneciendo así hasta hoy en día. Tras la subducción de esta dorsal más caliente y boyante se genera una subducción plana en la zona subductada (27°-33°S). Este proceso generaría el cese del volcanismo y un incremento en las tasas de acortamiento y engrosamiento cortical, además de incrementar las tasas de erosión por subducción, registradas en el margen occidental chileno al norte de los 33°S. Esto tendría un efecto en las características geoquímicas de magmas producidos, evidenciado en el aumento de las razones de Sm/Yb y La/Ta de las rocas volcánicas formadas durante la migración del arco hacia el oriente (Kay y Mpodozis, 2002).

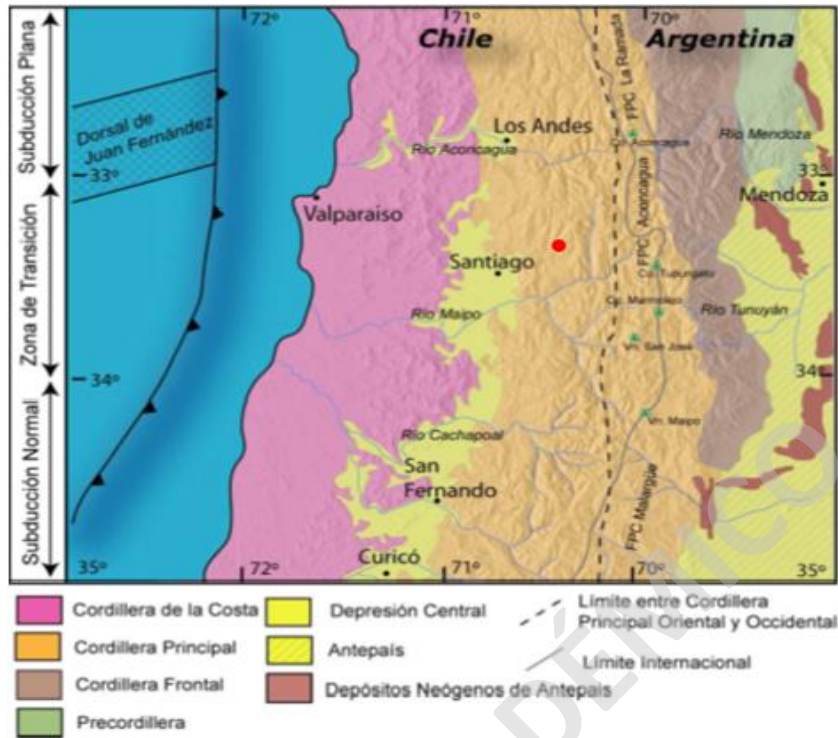


Fig. 6 Mapa de los principales rasgos morfoestructurales de la segmentación andina entre los 32° y 35°S (basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003a) y Tassara y Yáñez (2003)). Como referencia, el círculo rojo muestra la localización del Stock Yerba Loca.

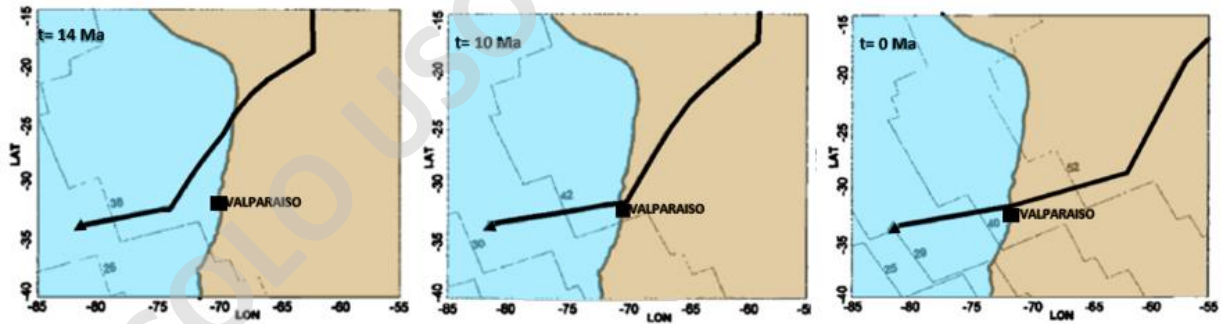


Fig. 7 Mapa con el recorrido estimado que tuvo el Ridge de Juan Fernández desde los 14 Ma hasta hoy en día. Representación donde el hot spot se mantiene estacionario y el margen continental se desplaza al occidente. La placa continental se representa de color café, mientras que la oceánica de color celeste y la localización del hot spot se representa mediante un triángulo sólido. En el margen continental se muestra la ciudad de Valparaíso como punto de referencia. Modificado de Yáñez et al. 2001.

## 2.2 Geología del área de estudio.

La zona de estudio se ubica en el dominio morfoestructural correspondiente a la Cordillera Principal, orientada como una franja aproximadamente N-S (Farías et al., 2008). En esta afloran rocas continentales Cenozoicas de las Formaciones Abanico y Farellones, las que se componen principalmente por secuencias volcánicas efusivas y explosivas, y en menor medida por secuencias sedimentarias (Charrier et al., 2002). Estas se encuentran intruídas por diversos cuerpos plutónicos Miocenos – Pliocenos orientados en la misma dirección (Fig.8).

La evolución de los Andes de Chile central comprende múltiples periodos extensionales y compresivos (Charrier et al., 2007), donde el último régimen extensivo, ocurrido durante el Eoceno – Oligoceno, dio lugar a la formación de la cuenca de intra-arco denominada Cuenca de Abanico (Charrier et al., 2005). Esta se rellenó con material volcánico y sedimentario, representado por la Formación Abanico, alcanzando aproximadamente 3000 metros de potencia (Charrier et al., 2002).

Durante el Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano ocurre un cambio de régimen a uno compresivo, generándose la inversión tectónica de las fallas Infiernillo, San Ramón y El Diablo, siendo estas las estructuras que delimitan los bordes de la cuenca (Fock et al., 2006). Durante la etapa temprana de la inversión de la Cuenca de Abanico, la deformación se concentró principalmente en los bordes de esta, permitiendo que se depositen las secuencias volcánicas de la Formación Farellones en la nueva cuenca generada (Farías et al., 2008), alcanzando 2400 metros de potencia aproximadamente (Charrier et al., 2002).



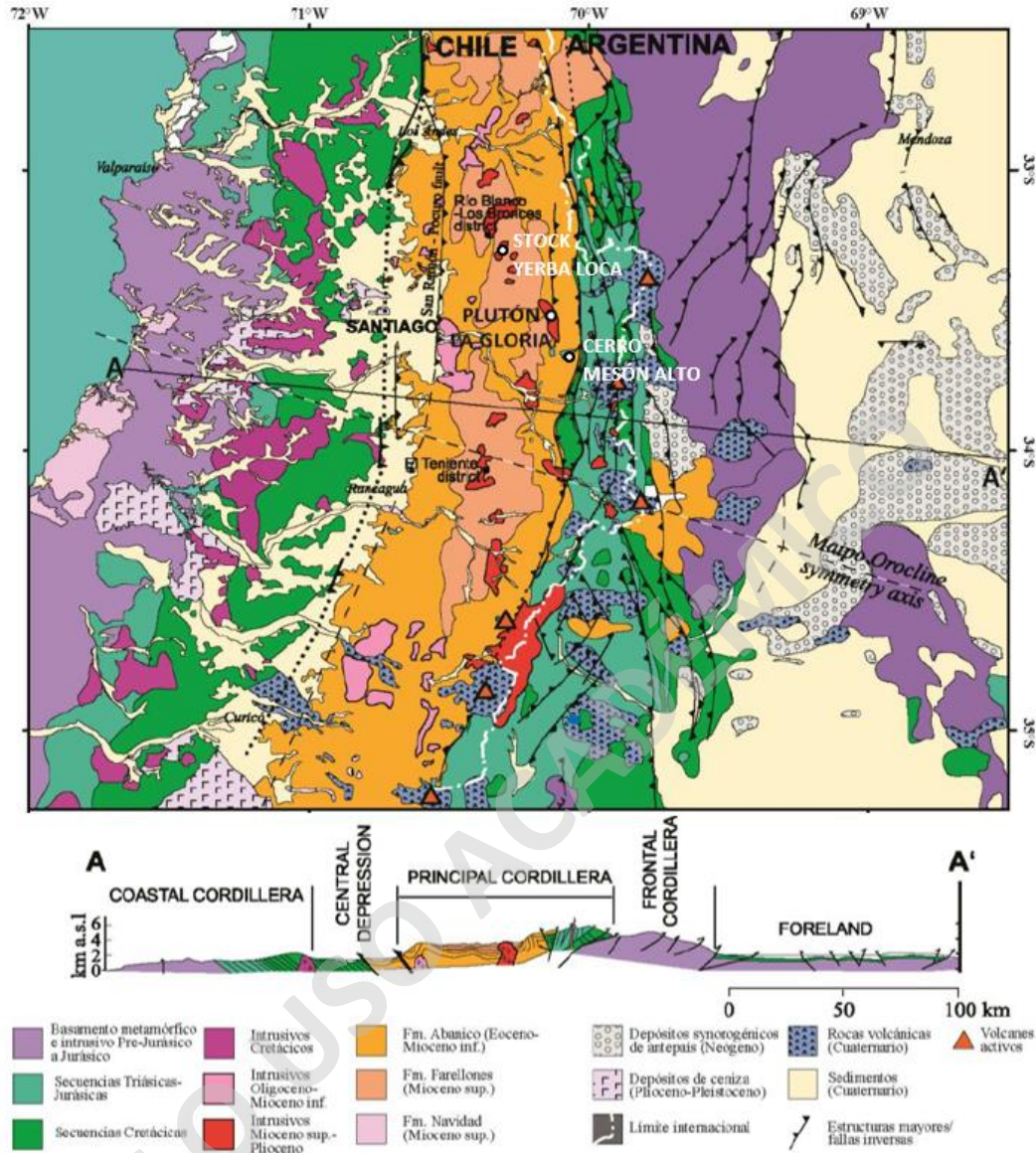


Fig. 8 Mapa geológico de los Andes de Chile central y Argentina, mostrando las Formaciones y las estructuras que controlan la geología regional. Además, se muestra las franjas de intrusivos Cretácicos y Neógenos, siendo este último dividido en la franja Oligoceno-Mioceno Inferior y la franja Mioceno Superior-Plioceno (donde se ubica el Stock Yerba Loca). Modificado de Farías et al. (2008).

### 2.3 Evolución magmática durante el Neógeno.

Las Formaciones Abanico y Farellones representan la evolución del volcanismo Cenozoico asociado a subducción, debido a que la primera se constituye por basaltos, andesitas basálticas, andesitas, tobas y brechas piroclásticas andesíticas y dacíticas, con una signatura geoquímica variable, siendo toleítica al occidente (Kay y Mpodozis, 2002) y calco-alcalina al oriente (Muñoz, et al., 2006). Mientras que la segunda se constituye por lavas andesíticas a riolíticas y tobas e

ignimbritas riódacíticas, con algunas intercalaciones de brechas piroclásticas de igual composición, presentando una signatura calco-alkalina (Kay y Mpodozis, 2002).

Kay et al., (2005) estudiaron las rocas ígneas de la región norte de la ZVS (~34°S), realizando análisis geoquímicos e isotópicos del complejo volcánico y plutónico de El Teniente. Mediante un gráfico de SiO<sub>2</sub> vs FeO/MgO determinaron una variación desde el campo toleítico a calco-alkalino entre el Mioceno Temprano y el Plioceno (Fig.9). Corroborando así el modelo de un régimen transtensional durante el Mioceno Temprano, propuesto por Charrier et al., (2002). Por otro lado, Montecinos et al., (2008) en base a las razones iniciales de Hf, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, Th/U y Pb sugieren que el magmatismo Oligo-Mioceno en Chile central proviene de una fuente de manto litosférico subcontinental con una signatura calco-alkalina, la cual ha permanecido constante, al menos entre los 28,1 y 11,5 Ma.

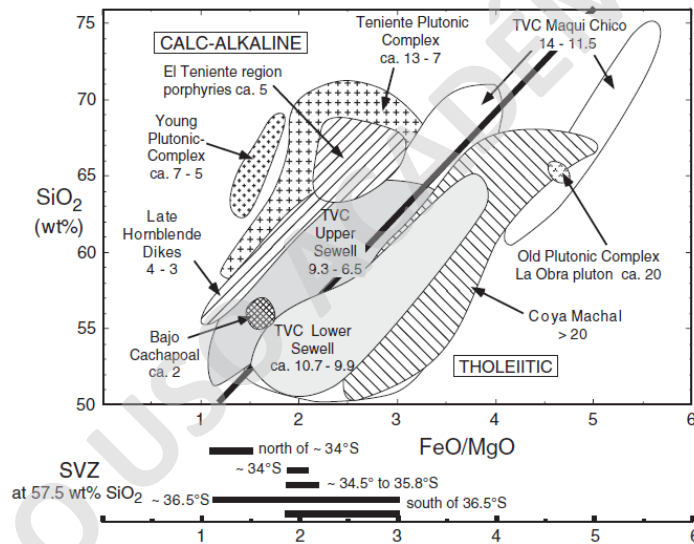


Fig. 9 Gráfico de wt% SiO<sub>2</sub> vs FeO/MgO para el complejo volcánico y plutónico de El Teniente, donde se muestra la transición desde una signatura toleítica en el Mioceno Inferior hasta calco-alkalina en el Plioceno. Tomado de Kay et al., 2005.

Kurtz et al., (1997) analizaron las tasas de exhumación de tres cuerpos plutónicos Miocenos - Pleistocenos de Los Andes de Chile central, mediante las diferencias de edades de <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar realizadas en minerales y roca total. El primer intrusivo analizado es el Plutón La Obra, con edades de 19,6 Ma (Biotita) y 16,2 Ma (Feldespato potásico), presentando afinidad química con las rocas volcánicas de la Formación Coya-Machalí formadas en una corteza continental delgada. Las diferencias de edades sugieren un enfriamiento lento por parte del Plutón, lo cual es consistente con una tasa de exhumación de 0,55 mm/año. El segundo grupo estudiado corresponde al complejo plutónico de El Teniente, con edades de 8,4 a 7,7 Ma (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar en

Biotitas), presentando afinidad química con las rocas volcánicas de la Formación Farellones formadas en una corteza continental más engrosada que la Formación Coya-Machalí. La diferencia de edades presentadas sugiere un enfriamiento más rápido, consistente con una tasa de exhumación de 3 mm/año. Finalmente, el tercer grupo estudiado corresponde al complejo plutónico joven, con edades de 6,6 a 5,6 Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en Biotitas), presentando patrones empinados de tierras raras y una signatura isotópica más enriquecida que los plutones anteriormente mencionados, consistentes con un emplazamiento en una corteza más engrosada, producto del engrosamiento cortical generado durante la deformación compresional del Mioceno Tardío. En base a las observaciones sugieren que inicialmente (26-16 Ma) ocurrió alzamiento regional a tasas bajas y posteriormente (8-5 Ma) ocurrió a tasas extremadamente altas. Además, se denota una variación evidente en cuanto a la edad del magmatismo y su localización, presentándose los cuerpos plutónicos más viejos en el norte y oeste de los andes centrales, mientras que hacia el sur y al este se van haciendo más jóvenes.

#### 2.4 Antecedentes del Stock Yerba Loca e intrusivos asociados.

El Stock Yerba Loca corresponde a uno de los cuerpos intrusivos estériles del Mioceno Medio-Tardío, ubicado entre los grandes depósitos de pórfidos de Cu de Los Andes de Chile central, entre los 33° y 34°S. Se encuentra emplazado en las secuencias volcánicas de la Formación Farellones y se compone por monzodioritas cuarcíferas, con un contenido promedio de 55,8% de SiO<sub>2</sub> (Deckart et al., 2010).

Deckart et al., (2010) realizan comparaciones geoquímicas y geocronológicas entre el Plutón La Gloria (PLG), Cerro Mesón Alto (CMA), Batolito San Francisco (BSF) y Stock Yerba Loca (SYL) (Fig.10), presentando nuevas edades U-Pb LA-ICPMS en circones para el Batolito San Francisco y para el Stock Yerba Loca. Dicho estudio presenta edades correspondientes a 11,16 Ma para la unidad estéril del BSF adyacente a la mina Los Bronces; 14,74 Ma para la unidad estéril del BSF ubicada a 8 km al sureste de la mina Los Bronces; y edades de 14,88 y 14,96 Ma para el SYL.

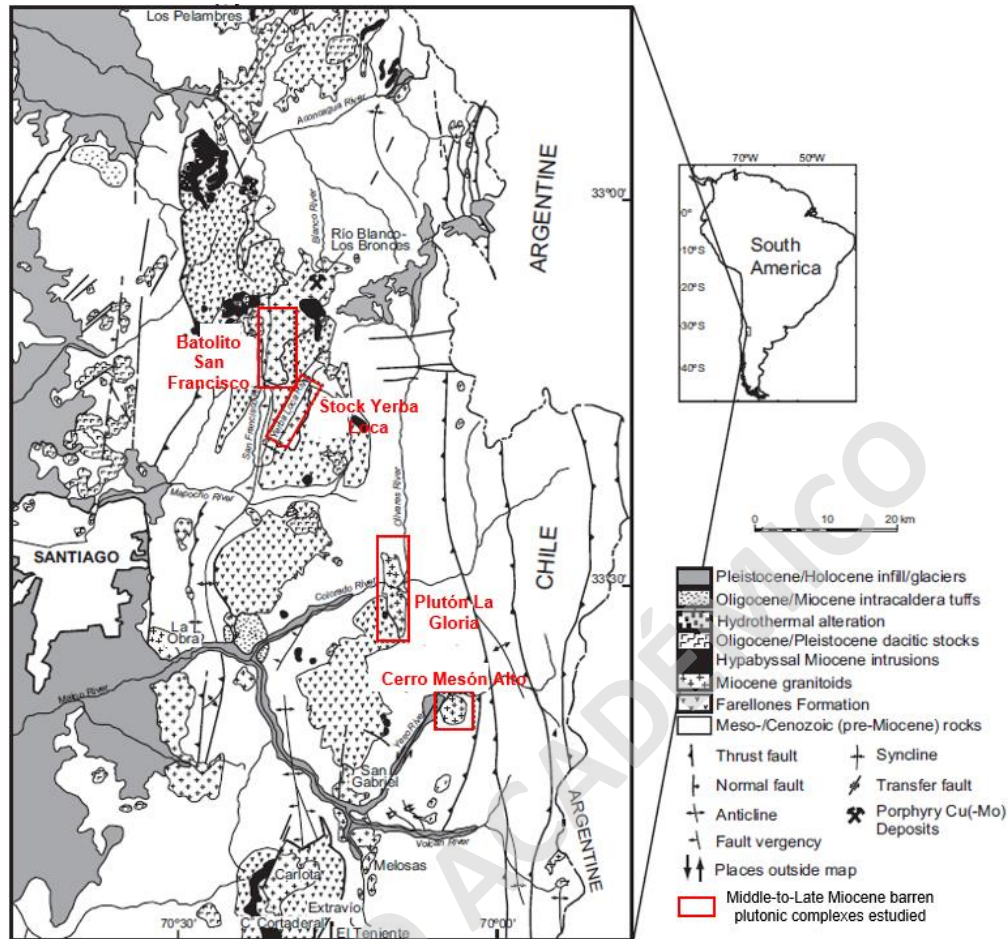


Fig. 10 Mapa geológico con la ubicación de los distintos plutones Miocenos analizados por Deckart et al. (2010). Modificado de Rivano et al. (1990)

Deckart et al., (2010) señalan que los intrusivos analizados presentan una signatura variable entre calco-alcalina, calco-alcalina rica en K y metaluminosa, con un patrón de elementos traza típico de arcos magmáticos de subducción. Además, existe una variación composicional entre los intrusivos más jóvenes (PLG, CMA y unidad joven BSF), los cuales presentan menores concentraciones de MgO (<2,5 wt%), Ni y Cr, con respecto a los intrusivos más viejos (Unidad vieja BSF y SYL) con mayores concentraciones de dichos elementos (>2,5 wt% de MgO). También señalan que los intrusivos más jóvenes presentan mayores concentraciones de  $K_2O$  y  $SiO_2$  que los más viejos, sugiriendo un mayor grado de fraccionamiento para los más jóvenes.

A partir del estudio de razones geoquímicas e isotópicas, Deckart et al. (2010) proponen que la génesis de CMA y PLG tuvo una mayor influencia de fluidos en la fuente, mientras que para SYL y probablemente para BSF hubo un mayor aporte de sedimentos terrígenos en su fuente. Esto se ve reflejado por: (1) Las mayores razones de Sr/P de los intrusivos CMS y PLG

en comparación a las de SYL y BSF; (2) Las altas razones de Pb/La en SYL; (3) Las altas razones de Ba/La y bajas de La/Yb en PLG; (4) Las bajas razones de  $\epsilon$  Os en SYL y BSF.

Deckart et al., (2010) utilizando las razones iniciales de  $\epsilon$  Hf (PLG: +7,13 - +8,93. CMA: +7,04 - +9,60. Unidad joven BSF: +7,04 - +8,84. Unidad vieja BSF: +8,50 - +12,38 y SYL: +9,20 - +14,49 y +11,39 - +15,34) determinaron edades con el modelo de Hf (PLG: 320-380 Ma. CMA: 300-390 Ma. Unidad joven BSF: 320-390 Ma. Unidad vieja BSF: 194-340 Ma y SYL: 76-310 Ma), con las que sugieren una fuente magmática no homogénea de un manto residual juvenil. Además, como los valores iniciales de  $\epsilon$  Hf rondan valores cercanos a +10, sugieren que lo más probable es que el magma no derive directamente de una fuente mantélica de MORB empobrecido.

Realizando modelos de tiempo de residencia cortical de los intrusivos (PLG y unidad joven BSF: 510-610 Ma. CMA: 470-630 Ma. Unidad vieja BSF: 300-540 Ma y SYL: 160-490 y 110-360 Ma), Deckart et al., (2010) determinaron que la diferencia isotópica entre los intrusivos más viejos y jóvenes se debía a variaciones composicionales de una sola fuente a lo largo del tiempo, producida por diferentes contaminantes, o bien podría deberse a que provengan de dos fuentes distintas, o también podría ser producto de diferentes procesos de diferenciación. Además, utilizando la edad modelo de residencia sugieren que los intrusivos jóvenes provienen de una fuente de manto residual empobrecido de hace 500-550 Ma, el cual evolucionó hasta los 10-11 Ma, donde el magma se refundió y se emplazó en niveles corticales; mientras que los intrusivos viejos provienen de una fuente de manto residual más juvenil.

### 3 Resultados I: Petrografía del Stock Yerba Loca.

#### 3.1 Introducción.

La descripción petrográfica del Stock Yerba Loca se realizó a partir de la información recabada en terreno y observaciones bajo microscopio petrográfico. En este se describieron y recolectaron diferentes muestras (ver anexo 2), distribuidas de tal manera que quedaran caracterizadas las variaciones litológicas presentes, a partir de las cuales se definieron unidades intrusivas según criterios composicionales, mineralógicos y texturales.

#### 3.2 Generalidades.

El Stock Yerba Loca aflora a lo largo del estero La Leonera y se encuentra intruyendo a las Formaciones Abanico y Farellones. Presenta una geometría ovalada de 3,5  $Km^2$  aproximadamente, con orientación NE-SW. Sus contactos con la roca de caja se encuentran bien definidos, presentándose de forma discordante en las paredes del intrusivo y concordante en el techo, aflorando en las partes bajas y altas respectivamente del estero La Leonera. Se encuentra conformado por 4 unidades magmáticas (U. La Leonera, U. La Cruz, U. La Parva y U. Villa Paulina; Fig.11) que varían desde gabro hasta cuarzo-monzodiorita, las cuales se encuentran en contacto por intrusión.

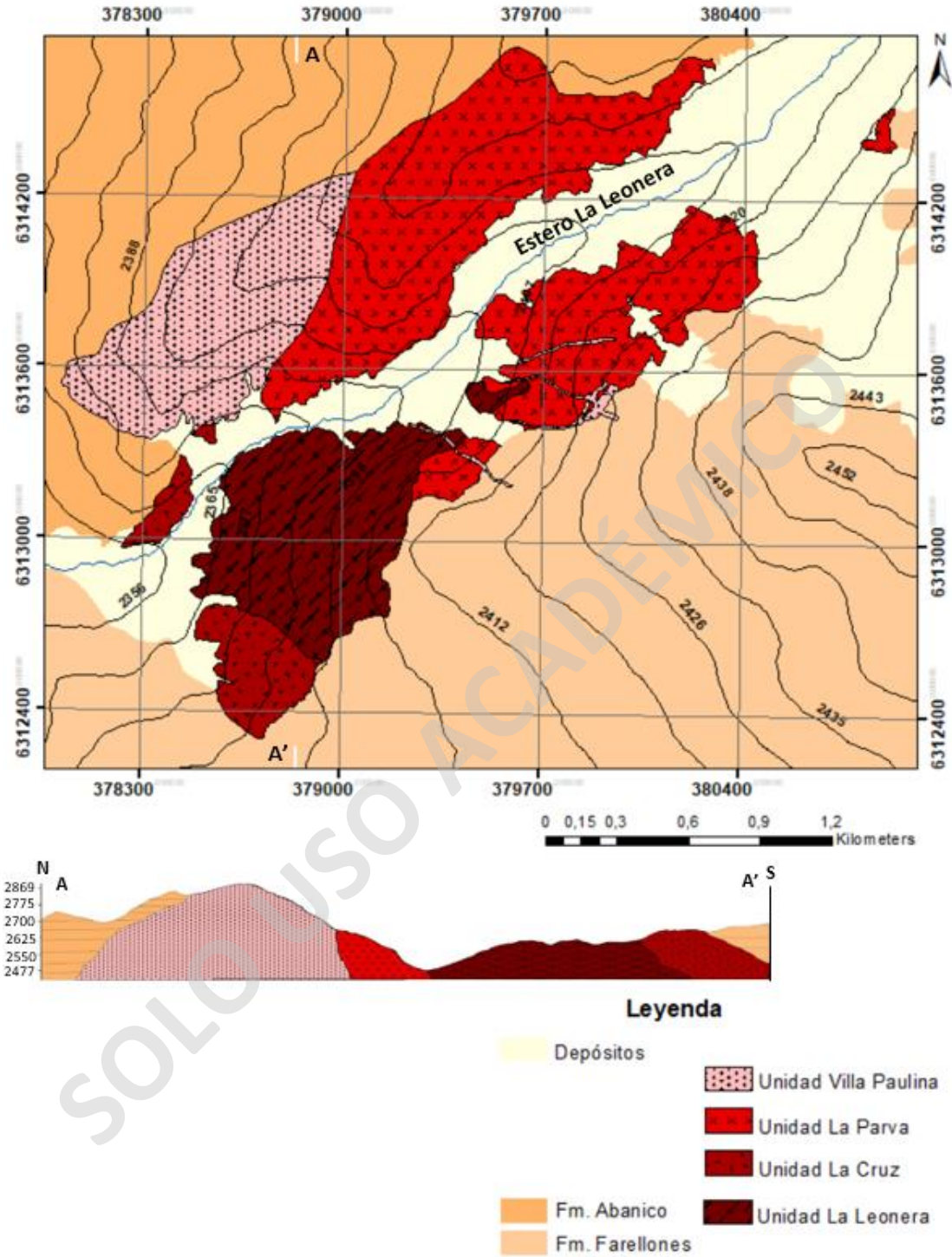


Fig. 11 Mapa petrológico del Stock Yerba Loca. Configuración de la roca de caja extraída de Mardones (2019).

### 3.3 Unidades Litológicas.

#### 3.3.1 Unidad La Leonera.

La Unidad La Leonera se ubica en el flanco sursuroeste del Stock Yerba Loca, dispuesta de manera elongada con orientación NE-SW. Esta aflora en las partes bajas e intermedias del Estero La Leonera, abarcando un área de  $500 \text{ m}^2$  aproximadamente. Hacia el sureste se encuentra en contacto por intrusión con la roca caja, correspondiente a la Formación Farellones, mientras que por el suroeste se encuentra en contacto magmático con la Unidad La Cruz (Fig. 12), y hacia el noreste, se encuentra intruida por la Unidad La Parva y por diques leucocráticos. El contacto entre estas unidades es irregular. La Unidad La Leonera correspondería a la unidad magmática más antigua del Stock Yerba Loca.

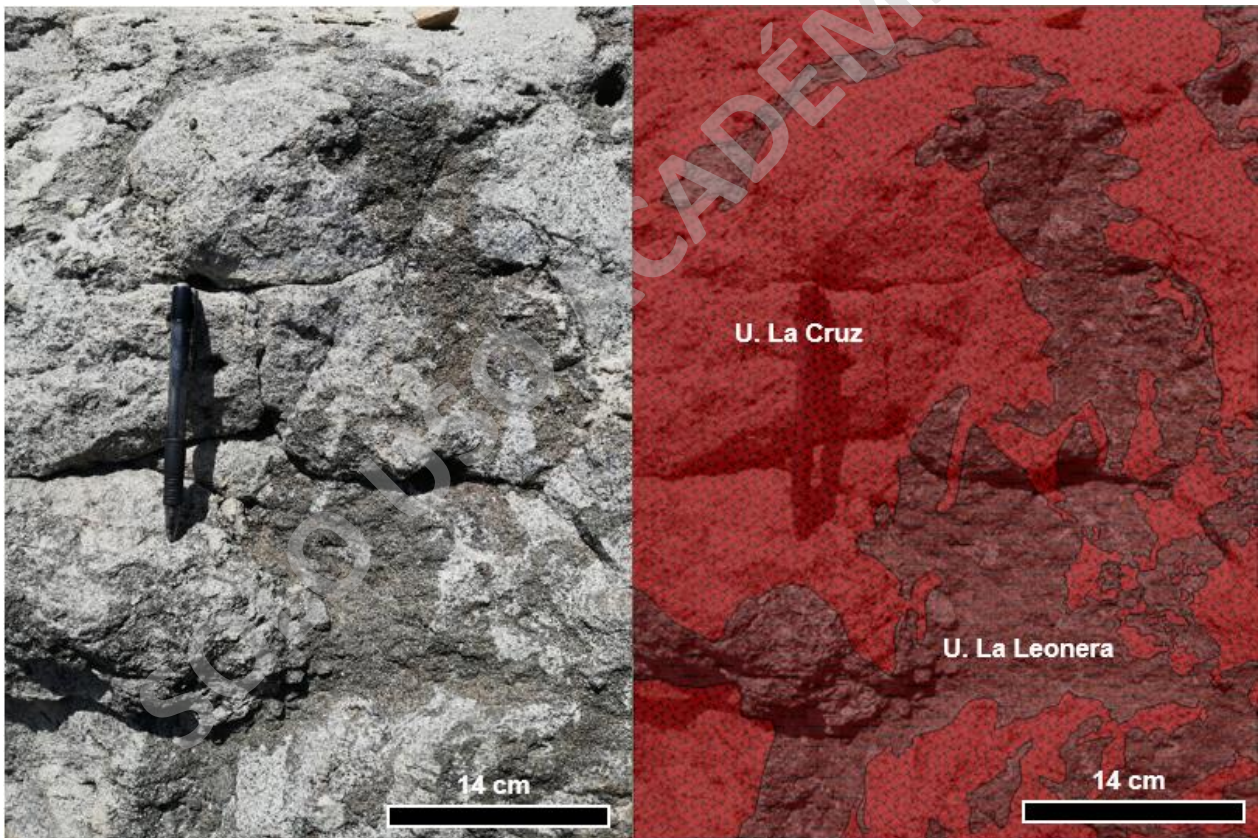


Fig. 12 Contacto magmático entre las unidades La Leonera y La Cruz.

Litológicamente, la Unidad La Leonera corresponde a un gabro de clinopiroxeno holocristalino de grano fino a medio, con un índice de color  $\geq 50$ . Se compone de plagioclasa (45 - 50%) subhedrales a euhedrales, con hábito tabular y tamaños que varían entre 1 y 4 mm; piroxenos (30 y 40%). Se reconoce un predominio del clinopiroxeno (15 - 30%) por sobre el



ortopiroxeno (5 - 12%), presentándose con hábito prismático y forma de los cristales subhedral, con tamaños que varían entre 0,8 y 3,8 mm. También se compone por olivino (3 – 15%) subhedrales a euhedrales, con hábito granular y tamaños que varían entre 0,3 y 2,3 mm. Algunos cristales se encuentran levemente alterados a iddingsita y serpentina en las fracturas. Además, se compone de biotita (1 – 10%) anhedrales a subhedrales, con hábito micáceo y tamaños que varían entre 0,3 y 1 mm, así como también, opacos y apatito (2 – 7%) subhedrales, y tamaños que varían entre 0.3 y 3 mm.

En general presenta textura fanerítica y poikilítica, con chadacristales de olivino y opacos en oikocristales de piroxenos, además de presentar en menor medida textura poikilítica, con chadacristales de plagioclasa en oikocristales de piroxeno. Además, algunos cristales de piroxeno se encuentran rellenando espacios intersticiales entre los cristales de plagioclasa (Fig.13).

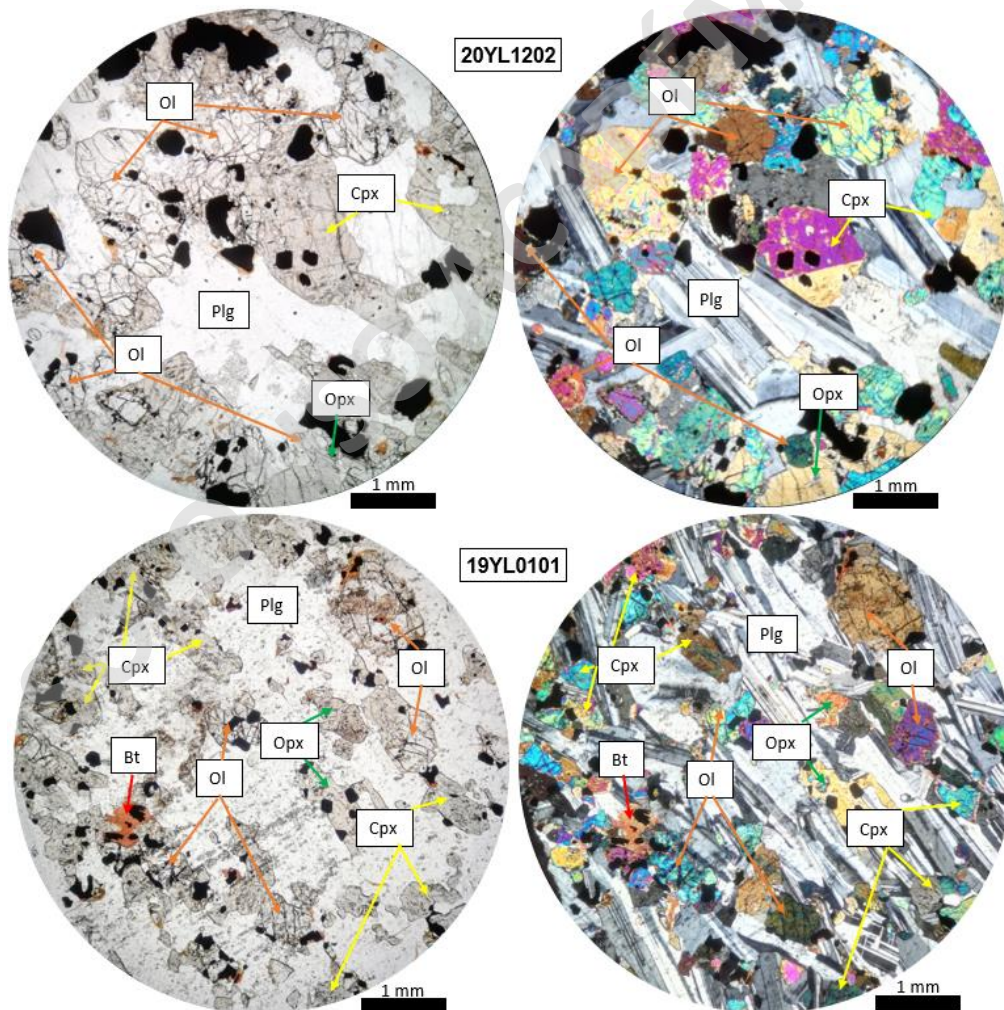


Fig. 13 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de la Unidad La Leonera. A la izquierda se muestra el corte a nicols paralelos y la derecha a nicols cruzados.

### 3.3.2 Unidad La Cruz.

La Unidad La Cruz se ubica en el extremo suroeste del Stock Yerba Loca. Esta aflora al sur y al norte de las partes bajas del Estero La Leonera, abarcando un área de 200 m<sup>2</sup> aproximadamente. Hacia el norte del estero se encuentra en contacto por intrusión con la roca caja, correspondiente a la Formación Abanico y al noreste se encuentra intruida por la Unidad Villa Paulina, mientras que hacia el sur del estero se encuentra en contacto por intrusión con la roca caja, correspondiente a la Formación Farellones y al sureste se encuentra en contacto magmático con la Unidad La Leonera. El contacto entre las unidades La Cruz y La Leonera es irregular, mientras que el contacto con la roca caja se caracteriza por la presencia de fragmentos de esta inmersos dentro de la unidad (xenolitos; Fig.14). La Unidad La Cruz correspondería a la segunda unidad magmática más antigua del Stock Yerba Loca.

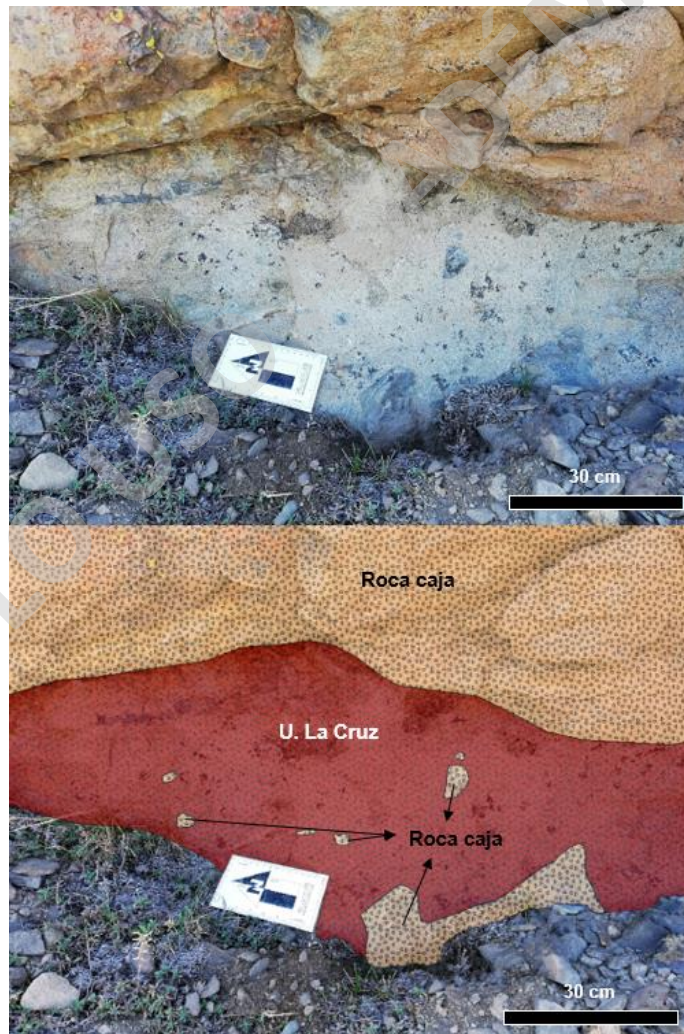


Fig. 14 Contacto de intrusión entre la Unidad La Cruz y la roca caja, generándose la formación de Xenolitos.

Esta unidad corresponde a una cuarzodiorita de clinopiroxeno holocristalina de grano fino a medio y un índice de color ~45. Se compone de plagioclasa (45 - 48%) subhedrales a euhedrales, con hábito tabular y tamaños que varían entre 0,3 y 2,5 mm; cuarzo (1 - 4%) anhedral, con hábito masivo, el cual se encuentra rellenando espacios intersticiales entre los cristales de plagioclasa, y presentan tamaños que varían entre 0,3 y 0,8 mm. También se reconoce, feldespato potásico (3 - 6%) anhedral, con hábito prismático y con tamaños que varían entre 0,3 y 1,5 mm; piroxeno (30 - 40%). Se reconoce un predominio de clinopiroxeno (15 - 30%) por sobre el ortopiroxeno (10 - 17%), subhedrales y con hábito prismático, con tamaños que varían entre 0,3 y 1,3 mm; En menor medida, se observa la presencia de, biotita (2 - 5%) subhedral, con hábito micáceo y tamaños que varían entre 0,3 y 0,8 mm; hornblenda ( $\leq$  5%) anhedral, con hábito prismático y tamaños que varían entre 0,3 y 0,9 mm; opacos, ilmennita y apatito (5 - 7%) subhedrales y tamaños que varían entre 0,3 y 0,8 mm (Fig.15).

En general presenta texturas fanerítica y poikilítica, con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxenos, y en menor medida poikilítica con chadacristales de plagioclasa en oikocristales de ortopiroxenos.

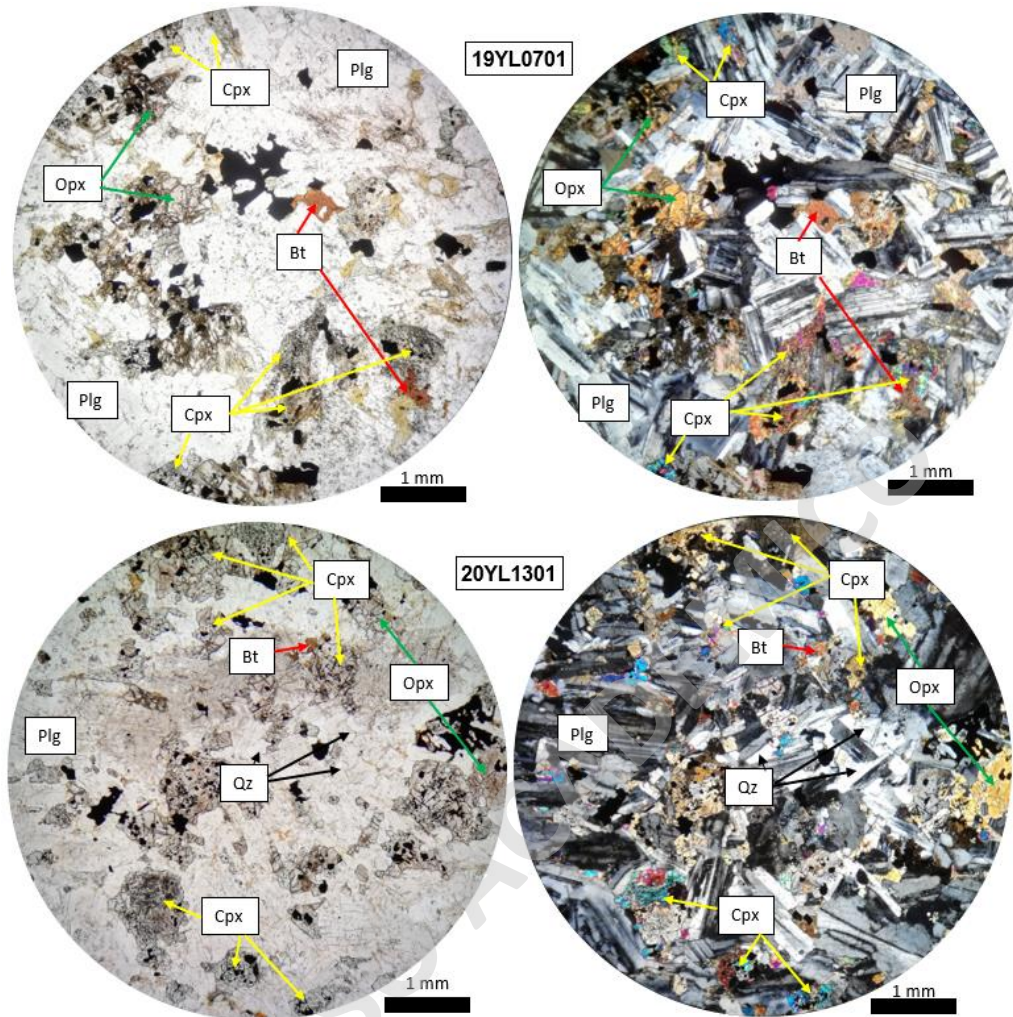


Fig. 15 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de la Unidad La Cruz. A la izquierda se muestra el corte a nicols paralelos y la derecha a nicols cruzados.

### 3.3.3 Unidad La Parva.

La Unidad La Parva se ubica en el centro y al noreste del Stock Yerba Loca. Esta aflora al sur y al norte de las partes intermedias y altas del Estero La Leonera, abarcando un área de  $1,3 \text{ Km}^2$  aproximadamente. Hacia el norte, este y sur se encuentra en contacto por intrusión con la roca caja, correspondiente a las formaciones Abanico y Farellones, mientras que al suroeste se encuentra en contacto por intrusión con la Unidad La Leonera y a la vez se encuentra intruida por diques leucocráticos (Fig.16), y por el oeste, se encuentra intruida por la Unidad Villa Paulina. El contacto entre estas unidades es irregular. La Unidad La Parva corresponde a la segunda unidad magmática más joven del Stock Yerba Loca.

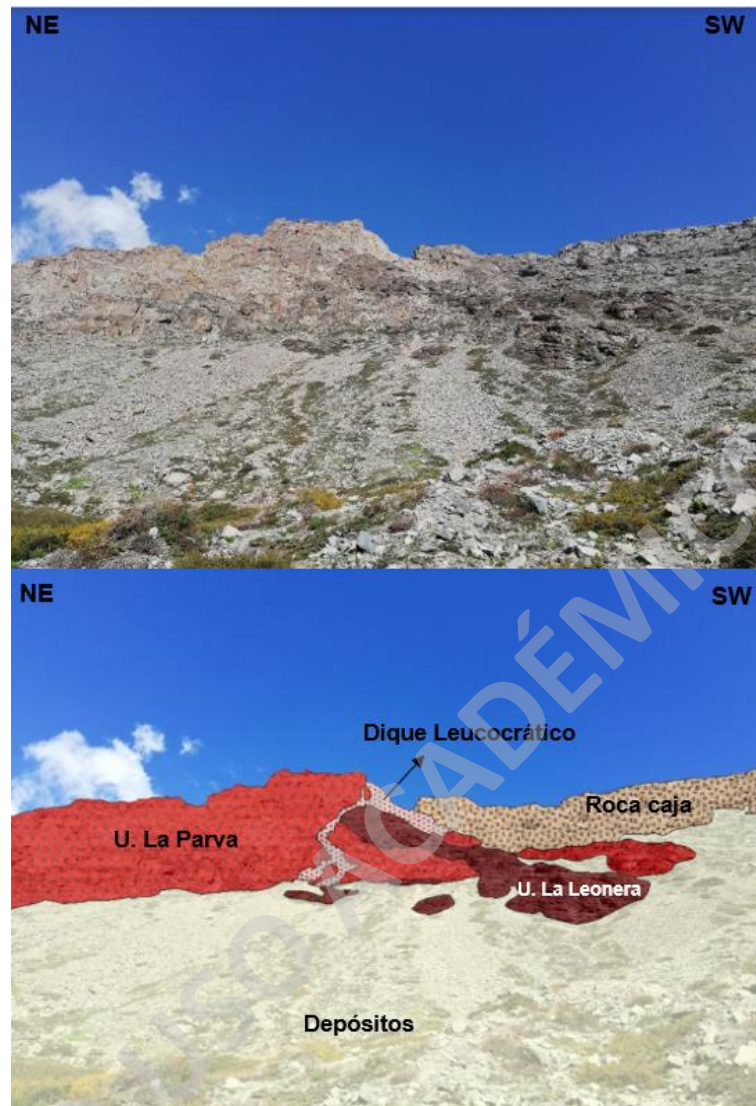


Fig. 16 Disposición espacial de la Unidad La Parva al sur del estero La Leonera. Se muestra el contacto de esta unidad con la Unidad La Leonera, la roca caja y un dique leucocrático.

Esta unidad corresponde a una monzodiorita de clinopiroxeno holocristalina de grano fino a medio, con un índice de color ~45. Se compone de dos familias de plagioclasa (45 - 50%) subhedrales a euhedrales y hábito tabular. Una familia presenta tamaños que varían entre 1,5 y 5 mm, mientras que la otra entre 0,3 y 0,8 mm. Algunos cristales se encuentran levemente alterados a sericita. También se compone por cuarzo (1 - 3%) anhedral, con hábito masivo, el cual se encuentra relleno de espacios intersticiales entre los cristales de plagioclasa, con tamaños que varían entre 0,5 y 2,5 mm. Además, se reconoce, feldespato potásico (2 - 8%) anhedral a subhedral, con hábito prismático tamaños que varían entre 0,3 y 3 mm; piroxeno (10 - 30%). Se reconoce un predominio de clinopiroxeno (20 - 34%) por sobre el ortopiroxeno, (0 - 15%) subhedrales y hábito prismático, con tamaños que varían entre 0,3 y 2,3 mm. Algunos

crisales se encuentran leve a fuertemente alterados a clorita. En menor medida, se reconoce, biotita (2 - 7%) subhedral, con hábito micáceo y tamaños que varían entre 0,3 y 4 mm; hornblenda (0 - 10%) subhedral, con hábito prismático y tamaños que varían entre 0,13 y 1,5 mm; opacos, apatito y circón (5 - 10%) subhedrales y tamaños que varían entre 0,1 y 1,5 mm.

Presenta principalmente textura porfírica, donde los fenocristales corresponden a los crisales de plagioclasa que tienen un tamaño superior a 3 mm, mientras que la masa fundamental corresponde a todos los crisales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, piroxeno, biotita, hornblenda, opacos y accesorios, con un tamaño inferior a 3 mm (Fig.17). En menor medida se presenta una textura consertal en crisales de cuarzo, mirmekítica y poikilítica, con chadacrisales de opacos en oikocrisales de piroxenos.

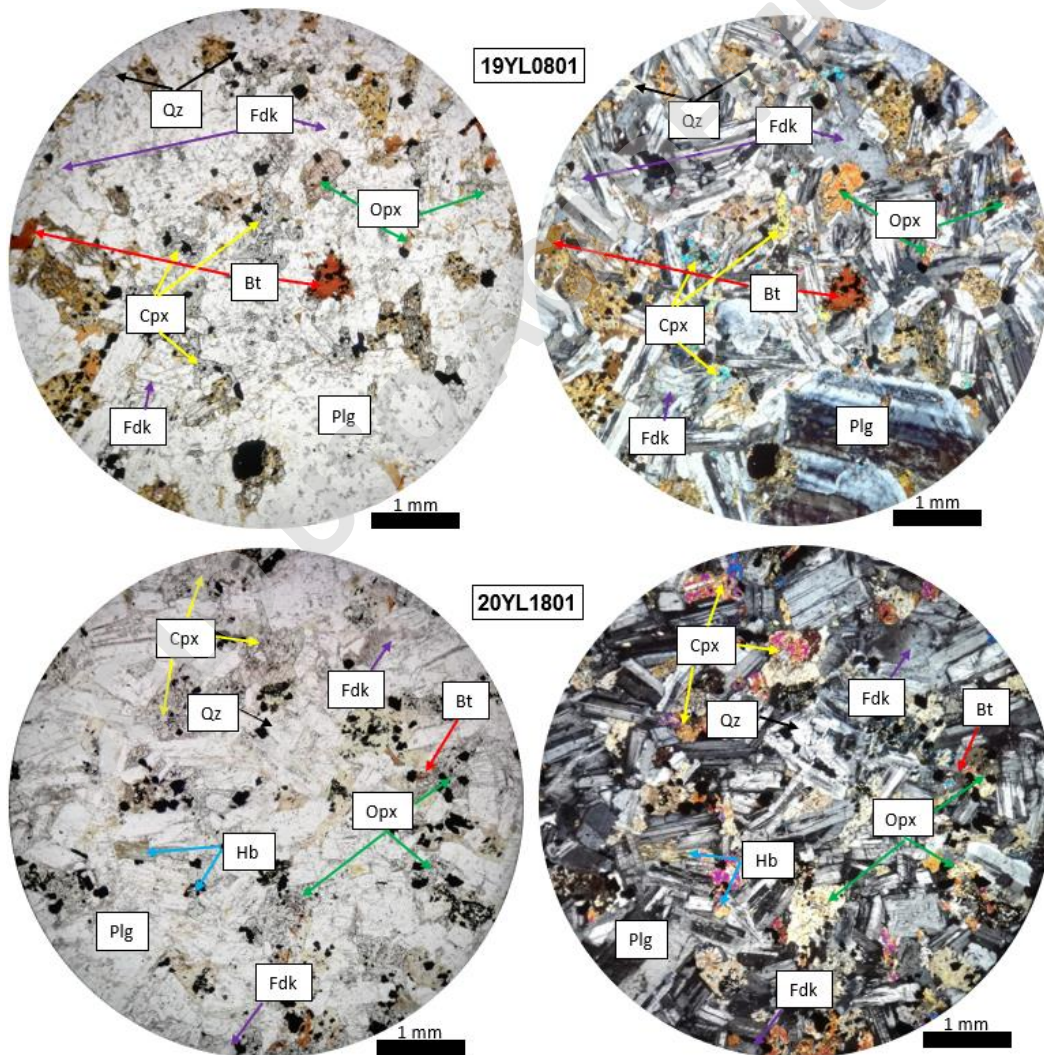


Fig. 17 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de la Unidad La Parva. A la izquierda se muestra el corte a nicols paralelos y la derecha a nicols cruzados.

### 3.3.4 Unidad Villa Paulina.

La Unidad Villa Paulina se ubica en el extremo noroeste del Stock Yerba Loca. Esta aflora en las partes intermedias y bajas del Estero La Leonera, abarcando un área de 500 m<sup>2</sup> aproximadamente. Hacia el norte y al oeste se encuentra en contacto por intrusión con la roca caja, correspondiente a la Formación Abanico, y se encuentra intruida por diques leucocráticos, mientras que hacia el este y sur se encuentra en contacto por intrusión con las unidades La Parva y La Cruz (Fig.18). El contacto entre estas unidades es irregular. La Unidad Villa Paulina corresponde a la unidad magmática más joven del Stock Yerba Loca.

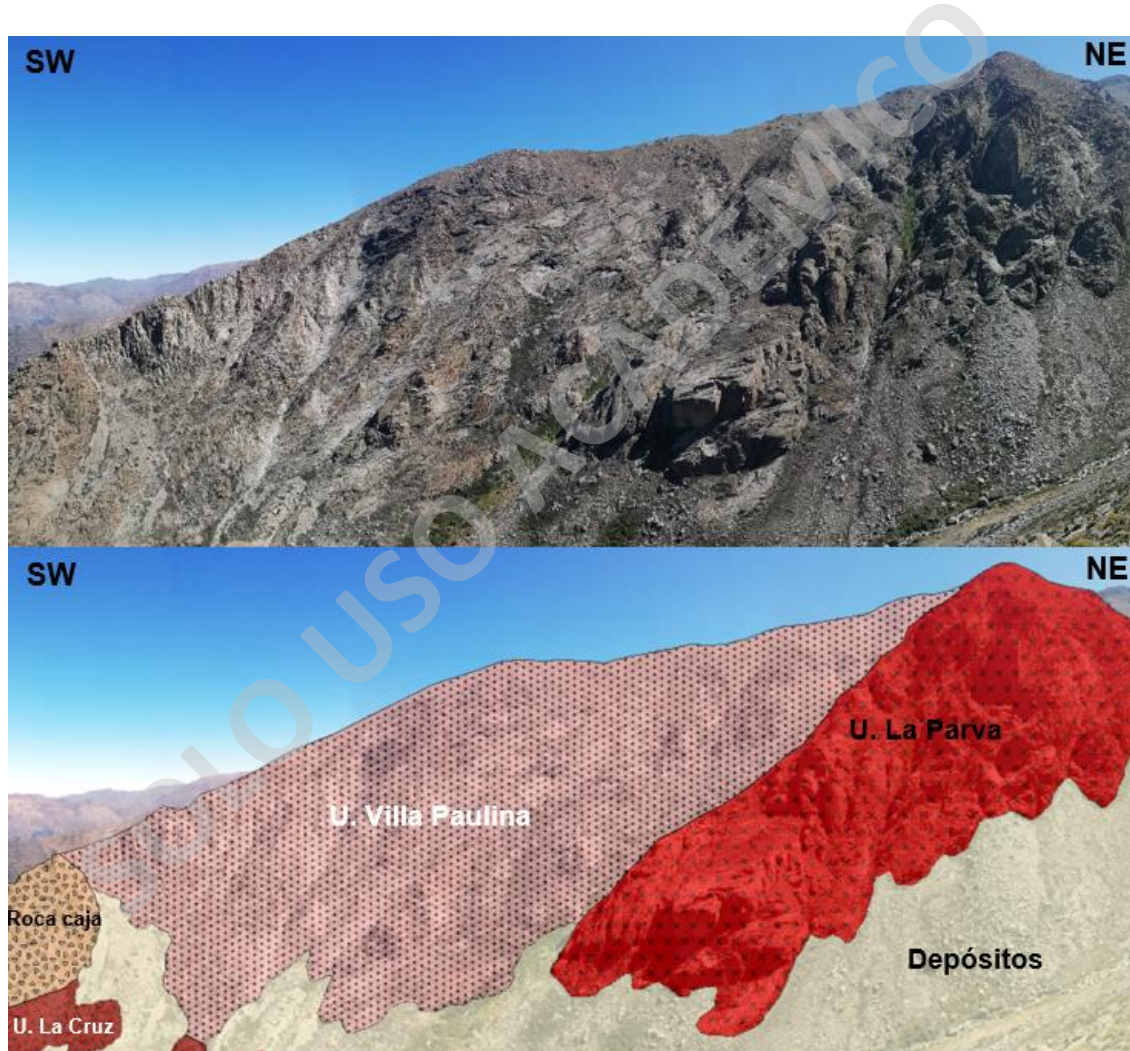


Fig. 18 Disposición espacial de la Unidad Villa Paulina. Se muestra en contacto con las unidades La Parva y La Cruz, y además con la roca caja.

Esta unidad corresponde a una cuarzo-monzodiorita de clinopiroxeno holocristalina de grano fino a medio, con un índice de color ~35. Se compone de plagioclasa (42 - 45%) subhedrales a euhedrales, con hábito tabular y tamaños que varían entre 1,3 y 5 mm. Algunos cristales se encuentran leve a moderadamente alterados a arcillas. También se compone por cuarzo (7 - 9%) anhedral, con hábito masivo, el cual se encuentra rellenando espacios intersticiales entre los cristales de plagioclasa, con tamaños que varían entre 0,8 y 1,8 mm. Además, se reconoce feldespatos potásico (13 - 17%) anhedral, con hábito prismático y tamaños que varían entre 0,5 y 7 mm. Algunos cristales se encuentran leve a moderadamente alterados a arcillas. También, se compone por piroxeno (12 - 22%). Se reconoce un predominio de clinopiroxeno (10 - 20%) por sobre el ortopiroxeno (1 - 2%) subhedrales, con hábito prismático y tamaños que varían entre 0,2 y 1,5 mm. Además, se reconoce biotita (3 - 5%) subhedral, con hábito micáceo y tamaños que varían entre 1 y 3,5 mm; y hornblenda (5 - 10%) subhedral, con hábito prismático tamaños que varían entre 0,3 y 1,5 mm. Algunos cristales se encuentran moderado a fuertemente alterados a clorita. Finalmente, se compone de opacos, apatito y circón (5 - 8%) subhedrales y tamaños que varían entre 0,1 y 0,8 mm (Fig.19).

Presenta principalmente textura fanerítica y poikilítica, con chadacristales de opacos en oikocristales de hornblenda y piroxenos, y en menor medida se presenta textura mirmekítica y consertal en cristales de cuarzo, además de un crecimiento intersticial de cristales de hornblenda entre cristales de plagioclasa.



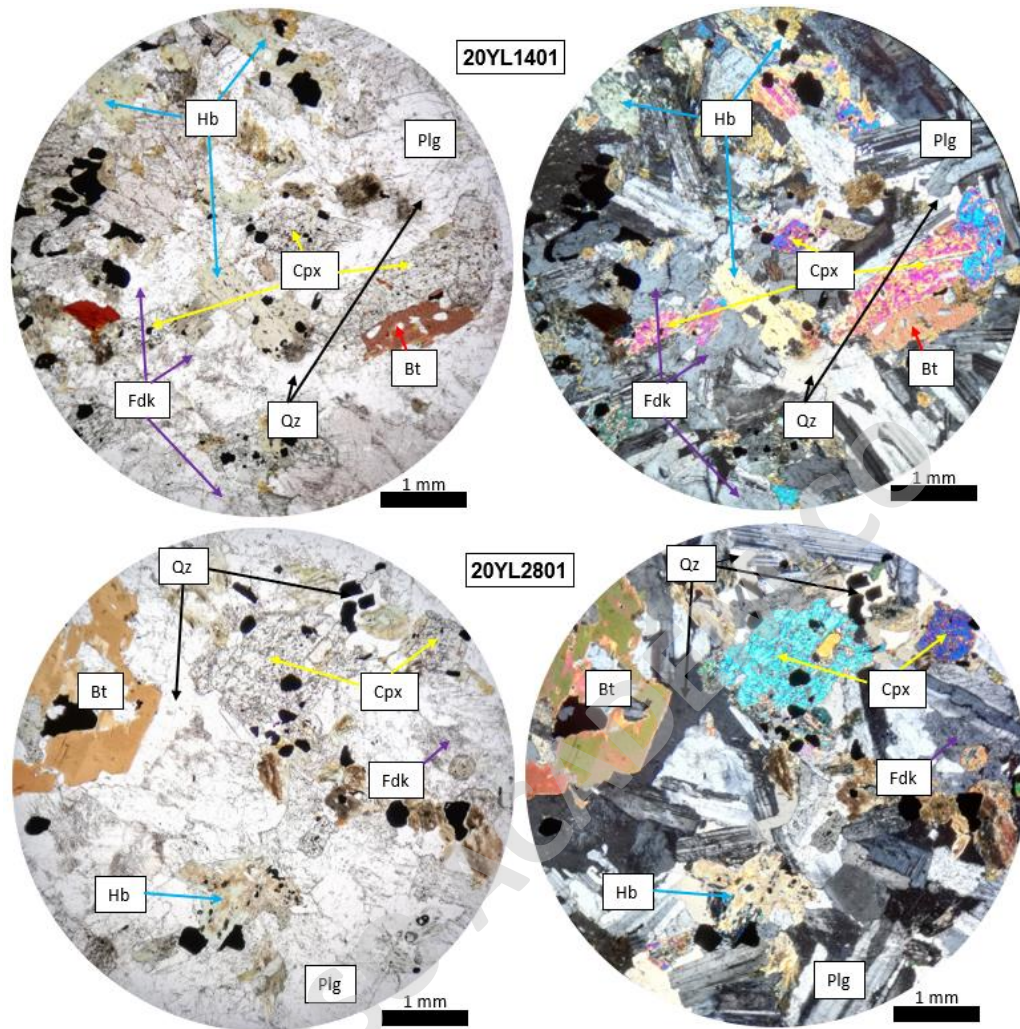


Fig. 19 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de la Unidad Villa Paulina. A la izquierda se muestra el corte a nicols paralelos y la derecha a nicols cruzados.

### 3.4 Estructuras Magmáticas.

#### 3.4.1 Fábrica magmática.

Es posible reconocer texturas de foliación de los minerales de plagioclasa y piroxenos que conforman las distintas unidades magmáticas definidas, en intensidades bajas a moderadas, definiendo una fábrica anisótropa principalmente. La fábrica magmática está orientada de manera consistente con la geometría del stock y las unidades internas, siendo paralelas a los contactos con la roca de caja y los contactos internos. Se observa una tendencia general, en dirección NE-SW, con manteos subverticales.

La Unidad La Leonera presenta una dirección preferencial de foliación paralela al contacto con la roca caja en la zona sur de la unidad, con una orientación promedio de N22E/76SE (sitio

20YL11, Fig.20), mientras que en la zona central de la unidad no presenta orientaciones preferenciales de foliación (sitios 19YL04, 20YL31, 32 y 33, Fig.20). Foliaciones definidas principalmente por minerales de plagioclasa.

La Unidad La Cruz presenta principalmente 3 direcciones preferenciales de foliación, siendo estas con orientaciones promedio de EW/67S (sitio 20YL14, Fig.20); NS/56W y N75W/83NE (sitio 20YL13, Fig.20). Las foliaciones están definidas principalmente por cristales de plagioclasa.

La Unidad La Parva presenta al menos 4 direcciones preferenciales de foliación, siendo estas principalmente paralelas a los contactos internos y con la roca de caja. Al norte de la unidad se pueden observar orientaciones promedio de N43E/73NW y N49W/64NE (sitios 20YL18, 19, 20 y 22, Fig.20). En la zona más central de la unidad se presentan orientaciones promedio de EW/78S (sitios 19YL08, 20YL16 y 17, Fig.20). Finalmente, en la zona sur de la unidad, en el contacto con la Unidad La Leonera, se presentan orientaciones promedio de N60W/68SW (sitios 20YL15, 26, 27 y 28, Fig.20). Foliaciones definidas principalmente por minerales de plagioclasa.

Finalmente, la Unidad Villa Paulina presenta una foliación con una orientación preferencial paralela al contacto con la roca de caja, la cual es en promedio de N25E/81SE (sitio 19YL06, Fig.20). Esta fue definida principalmente por minerales de plagioclasa y hornblenda.

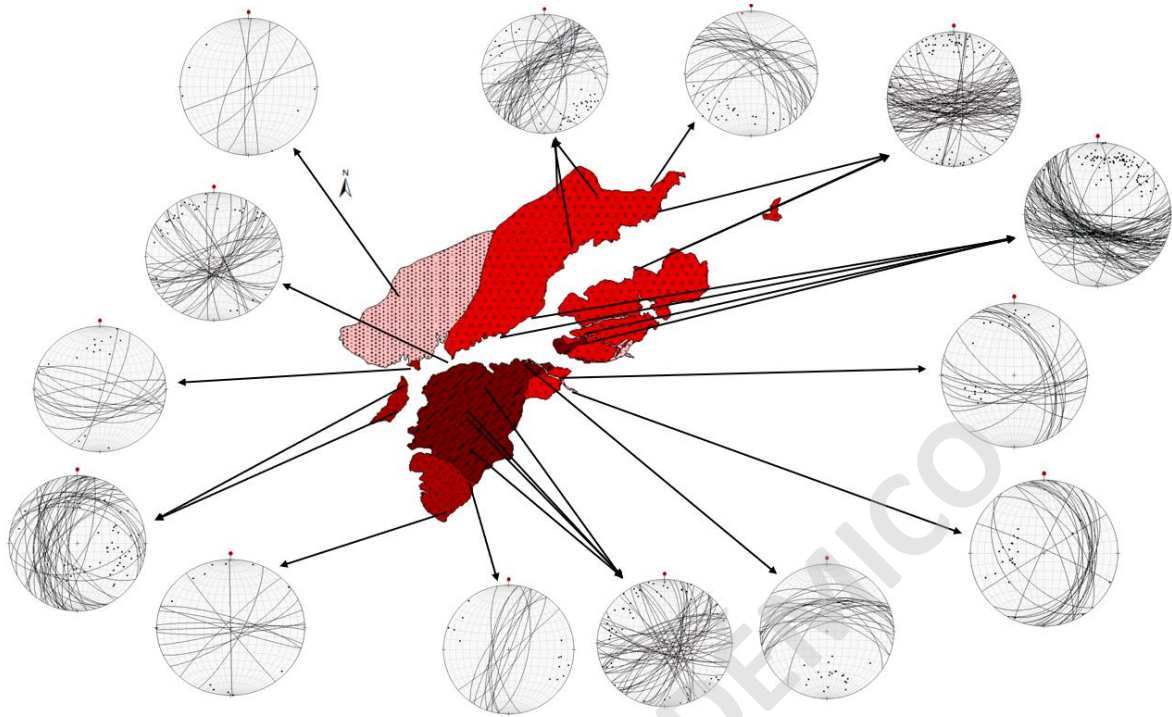


Fig. 20 Mapa del Stock Yerba Loca con las redes estereográficas representativas de la fábrica magmática medida en los puntos de muestreo.

### 3.4.2 Diques leucocráticos.

Es posible reconocer al menos dos familias de diques leucocráticos que se encuentran intruyendo a las distintas unidades magmáticas (Fig.21).

La primera familia intruye las unidades La Leonera, La Cruz y La Parva y corresponde a cuarzo monzodiorita y monzo-granito holocristalinos de grano fino a medio, con un índice de color ~25. Se compone de plagioclasa (30-35%) subhedrales a euhedrales, con hábito prismático y tamaños que varían entre 0,8 y 4 mm; cuarzo (5-23%) anhedral, con hábito masivo y tamaños que varían entre 0,07 y 1,5 mm; feldespato potásico (10-23%) anhedral, con hábito prismático y tamaños que varían entre 0,07 y 1,9 mm; piroxeno (4-25%) anhedral, con hábito prismático y tamaños que varían entre 0,07 y 3 mm; biotita (7-10%) subhedral, con hábito micáceo y tamaños que varían entre 0,15 y 0,9 mm; hornblenda (0-15%) anhedral, con hábito prismático y tamaños que varían entre 0,15 y 2,2 mm. Finalmente se reconoce opacos, apatito y circón (3-5%) anhedrales y tamaños que varían entre 0,07 y 1,1 mm. Estos presentan principalmente textura porfírica, donde los fenocristales corresponden a todos los cristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, piroxeno y hornblenda con tamaños superiores a 1 mm, mientras que la masa fundamental se compone de todos los minerales ya mencionados, pero con tamaño inferior a 1

mm. Además, presenta texturas de disolución en los fenocristales de plagioclasa y textura felsítica (Fig.22).

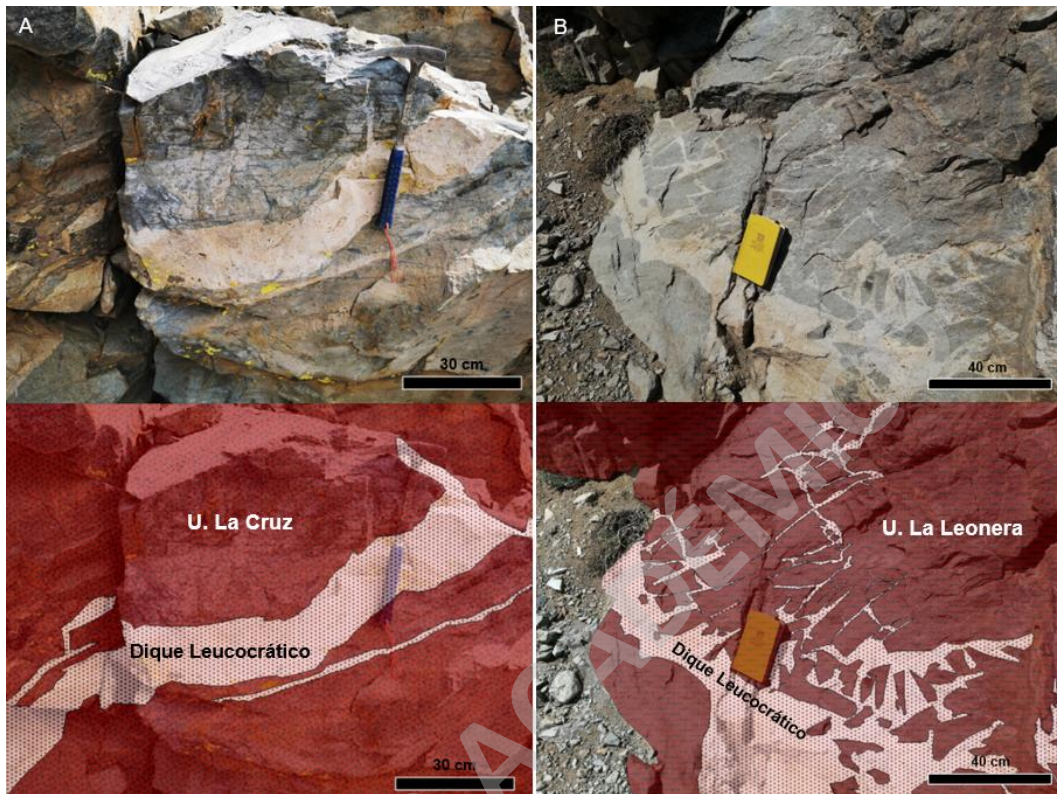


Fig. 21 Fotos de algunos de los contactos de la primera familia de diques leucocráticos. A) Contacto con la Unidad La Cruz. B) Contacto con la Unidad La Leonera.

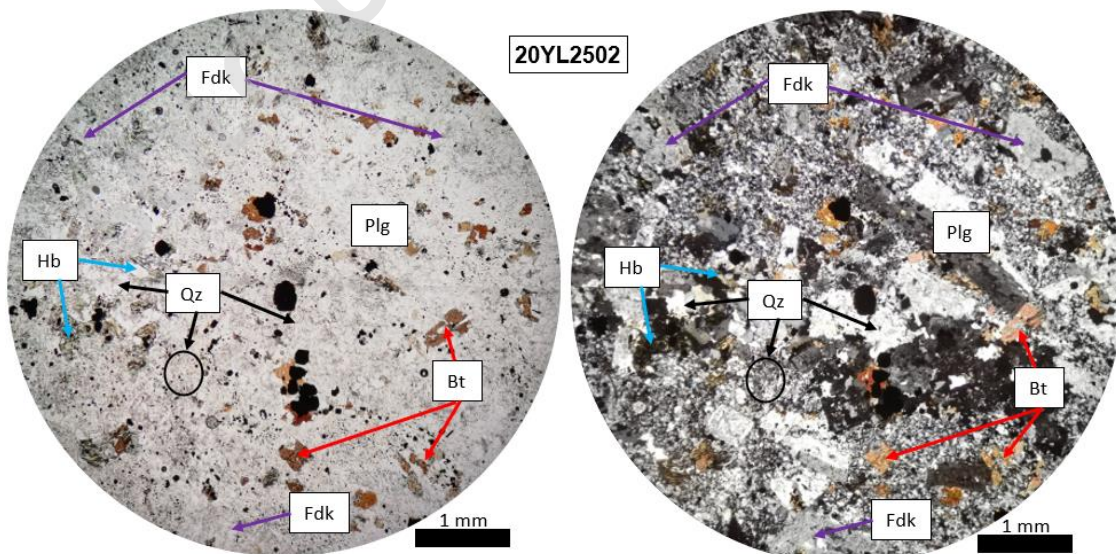


Fig. 22 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de la primera familia de diques leucocráticos. A la izquierda se muestra el corte a nicoles paralelos y la derecha a nicoles cruzados.

La segunda familia de diques leucocráticos se encuentra en contacto por intrusión con la Unidad Villa Paulina (Fig.23) y corresponde a un sieno-granito holocristalino de grano fino a medio, con un índice de color ~7. Se compone de plagioclasa (8%) subhedral, con hábito tabular y tamaños que varían entre 1 y 4 mm; cuarzo (40%) anhedral, con hábito masivo y tamaños que varían entre 0,5 y 3 mm; feldespato potásico (45%) anhedral, con hábito prismático y tamaños que varían entre 1,8 y 4 mm; piroxeno (1%) anhedral, con hábito prismático y tamaños que varían entre 0,07 y 0,8 mm ; biotita (2%) subhedral, con hábito micáceo y tamaños que varían entre 0,013 y 3 mm; hornblenda (1%) anhedral, con hábito prismático y tamaños que varían entre 0,8 y 2 mm. Finalmente se reconocen opacos, apatito y circón (3%) anhedrales y tamaños que varían entre 0,15 y 0,8 mm. En estos diques es posible observar textura fanerítica, gráfica, granofírica y simplectítica (Fig.24).



Fig. 23 Foto del contacto entre la segunda familia de diques leucocráticos con la Unidad Villa Paulina.

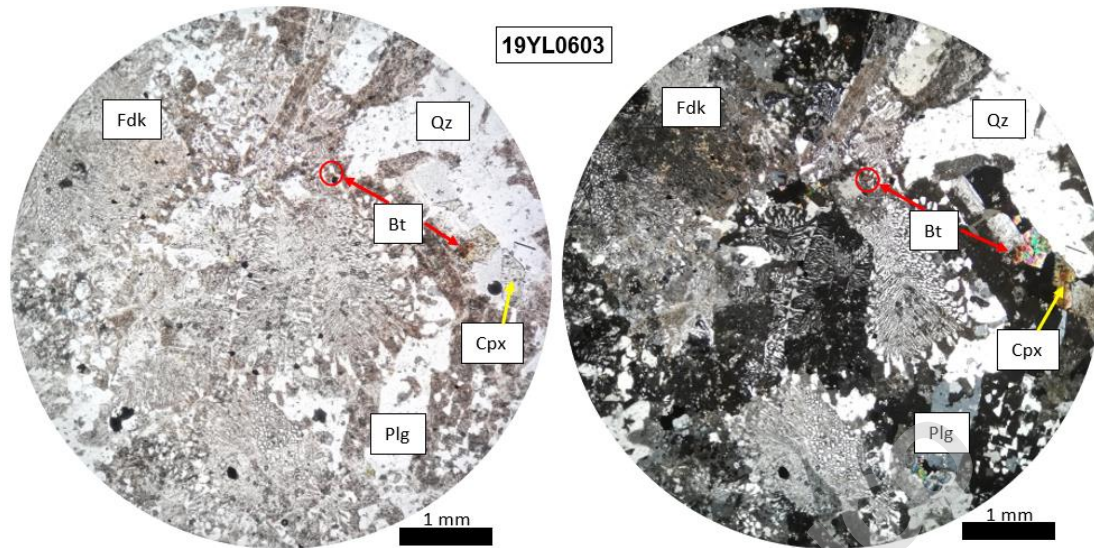


Fig. 24 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de la segunda familia de diques leucocráticos. A la izquierda se muestra el corte a nicoles paralelos y la derecha a nicoles cruzados.

### 3.4.3 Budines.

Los budines corresponden a estructuras leucocráticas con morfología ovalada de 3 m de largo y 1 m de ancho aproximadamente (Fig.25). Se encuentran elongados en dirección NW-SE y presenta una orientación preferencial de la foliación paralela a la elongación de la estructura, con una orientación promedio de N10W/85SW, representada por minerales de plagioclasa. Estos se encuentran acotados a la zona sur de la Unidad La Leonera, presentando un contacto bien definido pero irregular con esta.



Fig. 25 Foto de la estructura Budín inmersa en la Unidad La Leonera. Presentándose con un contacto bien definido pero irregular.

Corresponden a dioritas de clinopiroxeno holocristalina de grano medio, con un índice de color <10. Se compone de plagioclasa (80-82%) subhedrales a euhedrales, con hábito tabular y tamaños que varían entre 1 y 2,8 mm. Los cristales se encuentran leve a moderadamente alterados a arcillas. También se compone de piroxeno (12-15%) anhedral, con hábito prismático y tamaños que varían entre 0,5 y 1,5 mm. Finalmente, se reconocen opacos y apatito (1%) anhedrales y tamaños que varían entre 0,13 y 0,5 mm.

Presentan principalmente texturas fanerítica y adcumulada, con plagioclasa como mineral cumulado y piroxenos rellenando los espacios intersticiales (Fig.26).

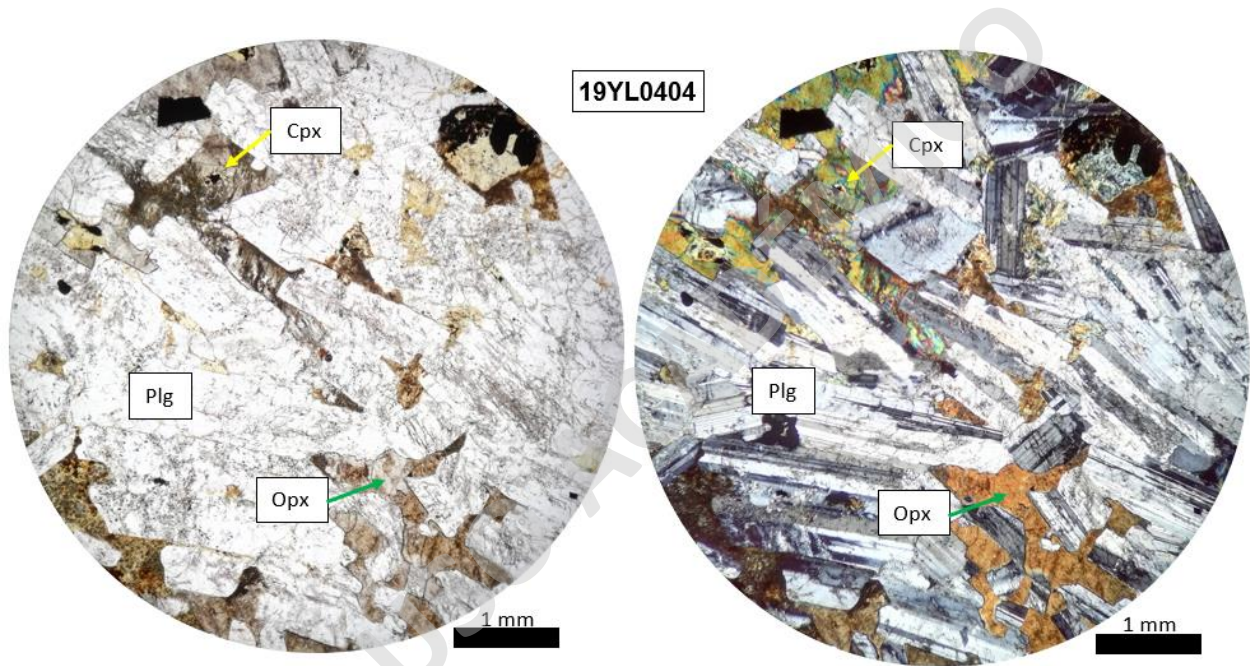


Fig. 26 Fotos de cortes transparentes de las muestras más representativas de los budines. A la izquierda se muestra el corte a nicoles paralelos y la derecha a nicoles cruzados.

## 4 Resultados II: Geoquímica del Stock Yerba Loca.

### 4.1 Introducción.

Se realizó un análisis geoquímico a 37 muestras del Stock Yerba Loca para determinar el contenido de elementos mayores y trazas. Las muestras se distribuyen de manera tal que permita una mayor representatividad de las diferentes unidades magmáticas con el objetivo de determinar las variaciones composicionales del Stock Yerba Loca.

### 4.2 Resultados Geoquímicos.

#### 4.2.1 Elementos Mayores.

Las muestras analizadas del Stock Yerba Loca exhiben un amplio rango de contenido de  $\text{SiO}_2$  (44,53 – 66,24 wt%) y álcalis (1,83 – 8,01 wt%), exceptuando el dique leucocrático, el cual exhibe mayores concentraciones, siendo estos de 75,03 y 9,32 wt% respectivamente. Según el diagrama de clasificación Total Álcalis vs Sílice (TAS) la Unidad La Leonera se posiciona en el campo del gabro, la Unidad La Cruz en el campo de la diorita gabroica, la Unidad La Parva en los campos de diorita gabroica y monzo diorita, la Unidad Villa Paulina se sitúa entre el campo de la monzo diorita, monzonita y cuarzo monzonita, y finalmente el dique leucocrático se posiciona en el campo del granito (Fig.27).



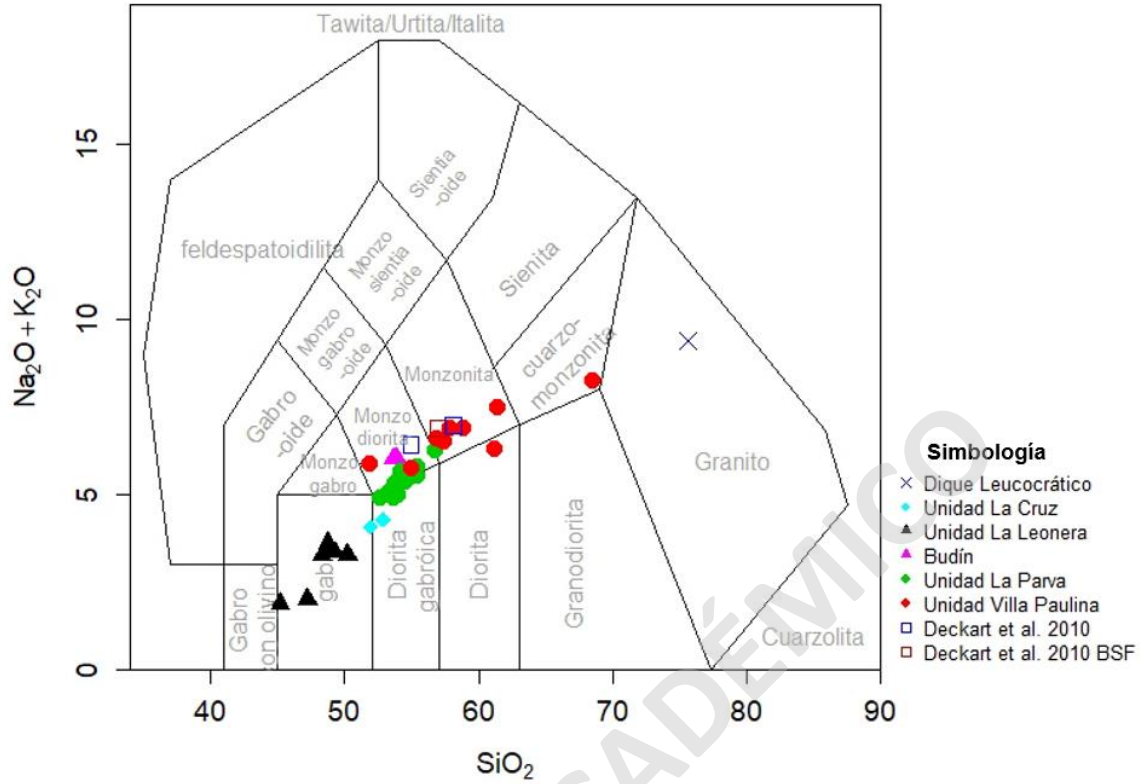


Fig. 27 Diagrama de clasificación Total Álcalis vs Sílice (TAS) (Middlemost, 1994) de las muestras analizadas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.

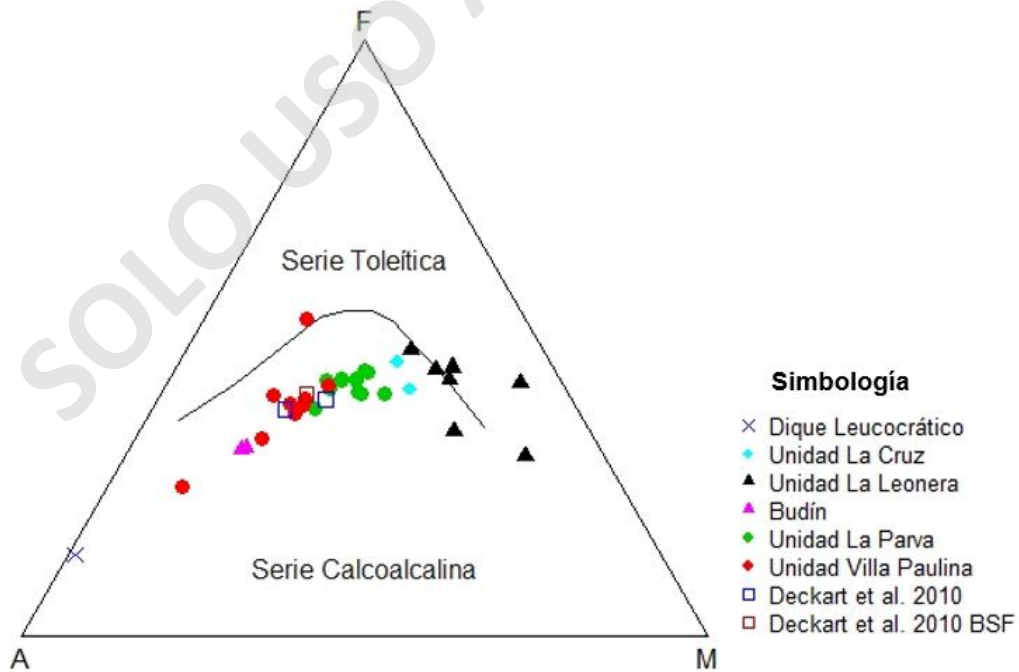


Fig. 28 Diagrama de álcalis, óxidos de Fe y óxidos de Mg (AFM) (Irvine y Baragar, 1971) de las muestras analizadas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.

En el diagrama AFM, se observa que las unidades que componen al Stock Yerba Loca exhiben una signatura principalmente calcoalcalina, exceptuando algunas muestras de la Unidad La Leonera que presentan una signatura más bien toleítica, o bien se encuentran en el límite entre ambas signaturas (Fig.28).

Los diagramas de variación de elementos mayores evidencian ciertas tendencias en el comportamiento de algunos elementos para las distintas unidades definidas. Se reconoce una disminución de las concentraciones de CaO, MgO, FeOt y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a medida que aumentan las concentraciones de SiO<sub>2</sub>, destacándose una disminución en la proporción a la que disminuyen las concentraciones de MgO y CaO a partir de los 54 wt% de SiO<sub>2</sub> aproximadamente, mientras que para el FeOt y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se destaca el comportamiento de la Unidad La Leonera, la cual presenta una mayor dispersión en las concentraciones de estos elementos respecto a las otras unidades (Fig.29).

Por otro lado, se presenta un aumento en las concentraciones de K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O a medida que aumentan las concentraciones de SiO<sub>2</sub>, destacándose un aumento en la proporción en que aumentan las concentraciones de K<sub>2</sub>O a partir de los 50 wt% de SiO<sub>2</sub> aproximadamente (Fig.29).

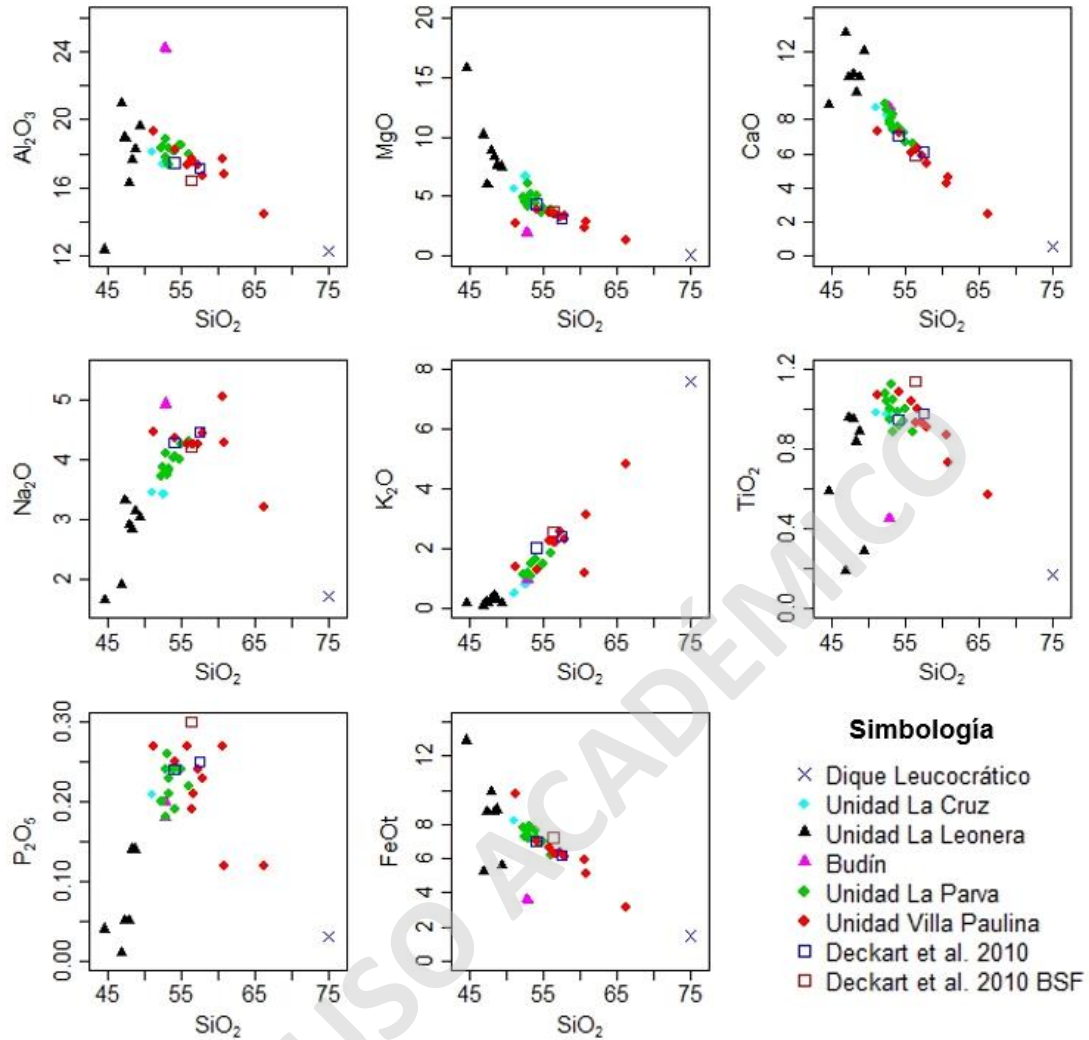


Fig. 29 Diagramas de variación de elementos mayores (Harker) de las muestras analizadas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.

#### 4.2.2 Elementos Trazas.

Los diagramas LILE consideran los elementos Ba, Rb y Sr, los cuales muestran un aumento en las concentraciones de Ba y Rb a medida que aumentan las concentraciones de  $\text{SiO}_2$ , donde se evidencia un aumento de la proporción en que aumentan las concentraciones de Rb a partir de los 51 wt% de  $\text{SiO}_2$  aproximadamente. Por otro lado, se observa una disminución en las concentraciones de Sr a medida que aumentan las concentraciones de  $\text{SiO}_2$ , destacándose el comportamiento de la Unidad La Leonera, la cual presenta una mayor dispersión en sus concentraciones respecto a las otras unidades, asemejándose al comportamiento presentado por el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig.30).

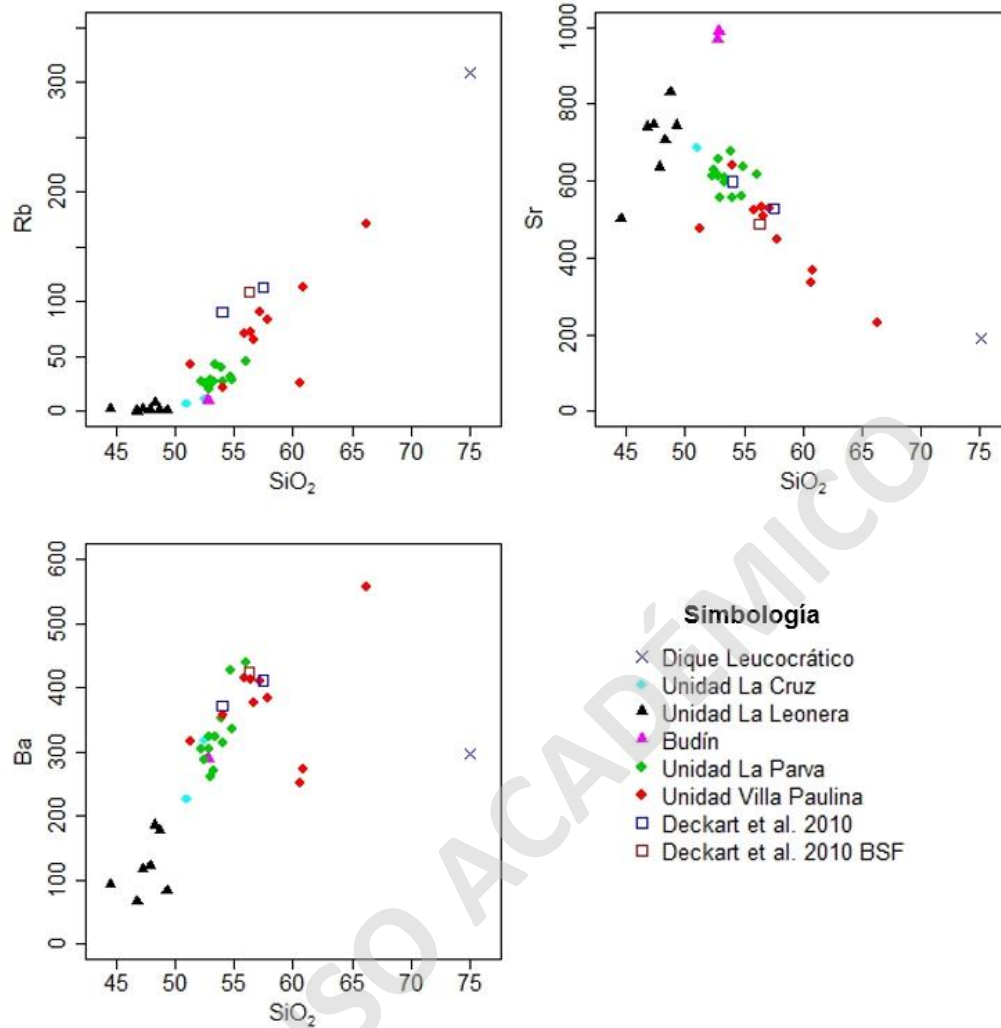


Fig. 30 Diagramas de Large Ion Lithophile Elements (LILE) de las muestras analizadas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.

Los diagramas HFSE consideran los elementos Th, Hf, Zr, Y, Nb y Ce, los cuales presentan un aumento en sus concentraciones a medida que aumentan las concentraciones de  $\text{SiO}_2$ , destacándose un aumento en la proporción en que aumentan las concentraciones de Th y Nb a partir de los 50 wt% de  $\text{SiO}_2$  aproximadamente (Fig.31).

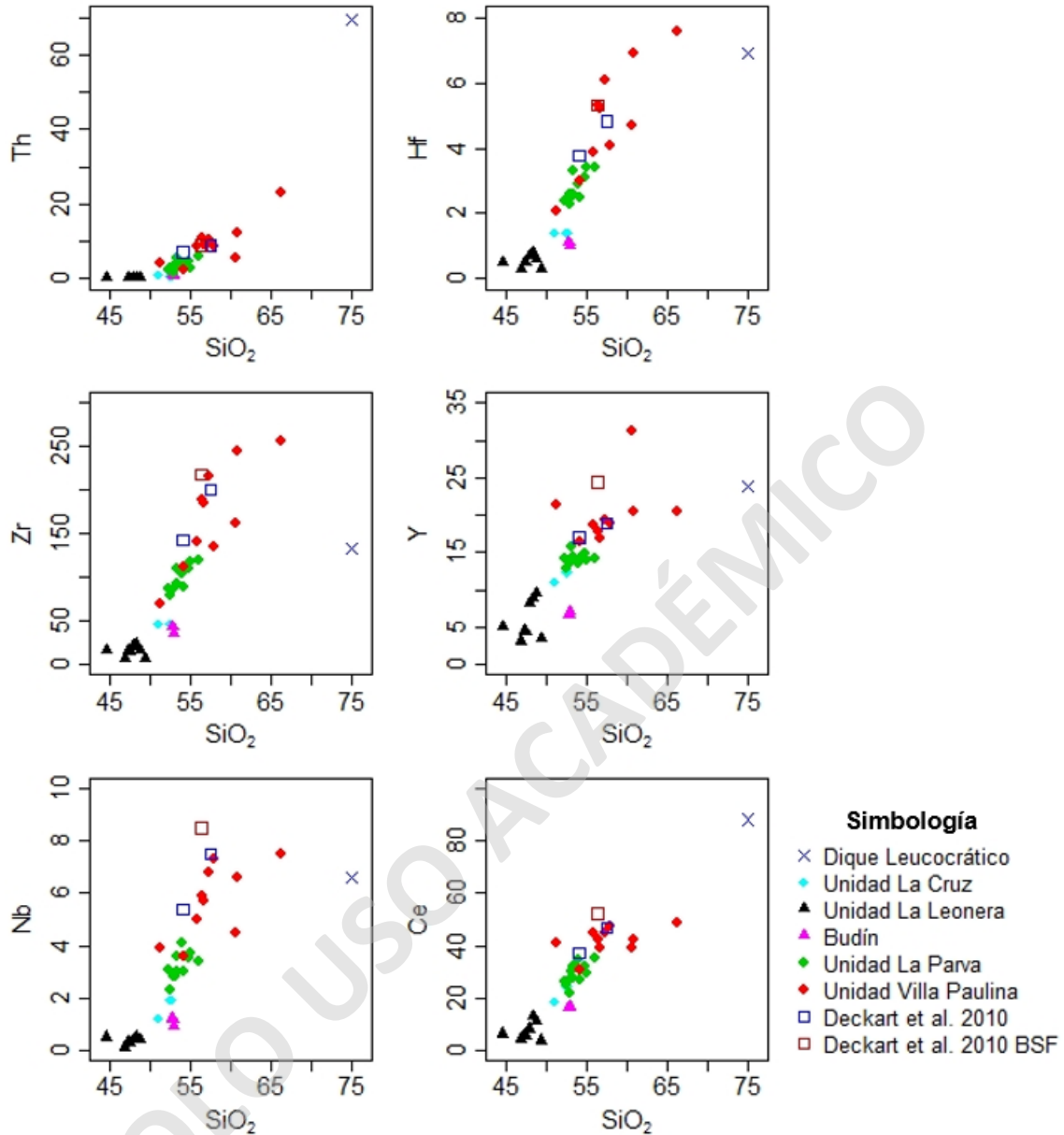


Fig. 31 Diagramas de High Field Strength Elements (HFSE) de las muestras analizadas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.

Los diagramas de elementos de transición consideran los elementos Ni, Co, Sc y V, los cuales presentan una disminución en las concentraciones de Co, Sc y V a medida que aumentan las concentraciones de  $\text{SiO}_2$ , mientras que no existen mayores variaciones en las concentraciones de Ni, exceptuando en la Unidad La Leonera, la cual presenta un amplio rango de concentraciones de este elemento respecto al  $\text{SiO}_2$  (Fig.32).

Se destaca una disminución de la proporción en que disminuyen las concentraciones del Co a partir de los 54 wt% de  $\text{SiO}_2$  aproximadamente, mientras que para el V y Sc la Unidad La

Leonera se distingue del resto, debido a que presenta una mayor dispersión en sus concentraciones (Fig.32).

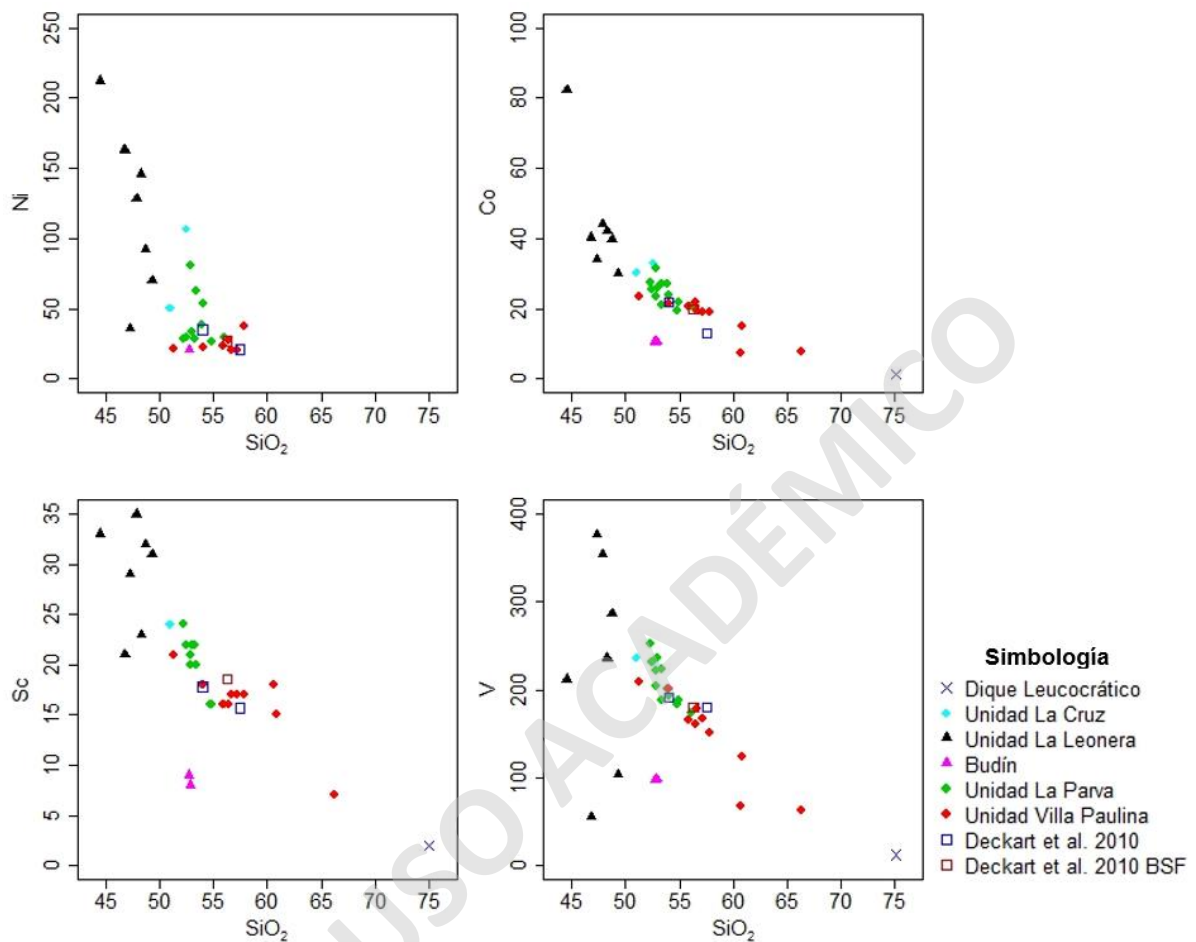


Fig. 32 Diagramas de los elementos de transición de las muestras analizadas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.

#### 4.2.3 Tierras Raras.

El diagrama de Tierras Raras exhibe un mismo patrón para todas las muestras de una misma unidad, con patrones subparalelos entre las muestras de las unidades La Cruz, La Parva y Villa Paulina, exhibiendo una baja dispersión de datos, se grafican a partir de una muestra representativa. La Unidad La Leonera exhibe una tendencia general subparalela en el patrón de sus muestras, pero con una amplia dispersión de datos, motivo por el cual se representa mediante un área que considera todos los valores de las distintas muestras.

Este diagrama normalizado a condrito muestra para las unidades magmáticas definidas un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE), con un patrón homogéneo que se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE), donde las distintas

unidades magmáticas presentan una tendencia paralela entre sí, pero con distintas anomalías de Eu (Fig.33).

La Unidad La Leonera presenta las menores concentraciones de REE y una anomalía de Eu positiva, seguido de las Unidades La Cruz y La Parva, con ausencia de anomalía de Eu, y la Unidad Villa Paulina que presenta mayores concentraciones de REE y una anomalía de Eu negativa. Finalmente, el dique leucocrático es el que presenta las mayores concentraciones de REE y una anomalía de Eu negativa muy fuerte (Fig.33).

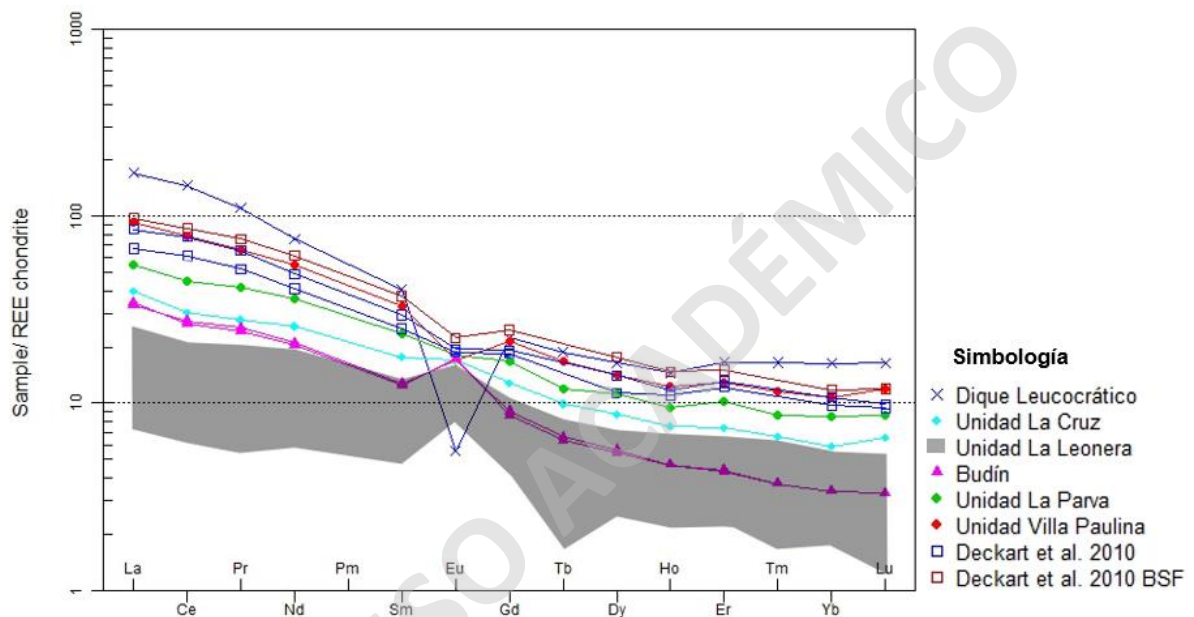


Fig. 33 Diagrama Spider de tierras raras (REE) (Anders y Grevesse, 1989)

#### 4.2.4 Multielementos.

En el diagrama de multielementos (normalizado a NMORB), los elementos trazas exhiben un comportamiento similar a los diagramas de REE, donde se observa una tendencia general de mayor enriquecimiento en las unidades más diferenciadas, respecto a las menos diferenciadas, exceptuando el Ba y Sr que presentan concentraciones similares en todas las unidades (Fig.34).

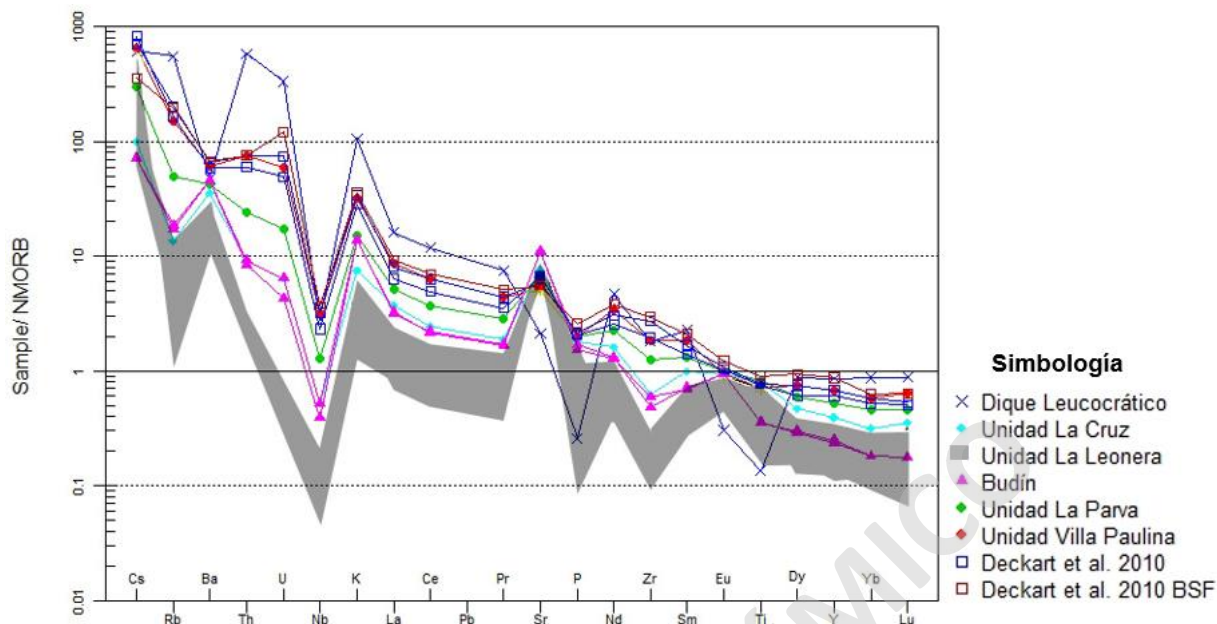


Fig. 34 Diagrama Spider multielementos (Sun y McDonough, 1989)

#### 4.2.5 Litogeoquímica.

Con la finalidad de determinar la relación petrogenética entre las distintas unidades que conforman al Stock Yerba Loca, se realizaron análisis de litogeoquímica mediante diagramas PER (Pearce Element Ratio), para lo cual se requirió determinar un elemento conservativo utilizando las razones molares de los elementos.

El elemento conservativo consiste en un elemento que no sea fraccionado en alguna de las fases minerales presentes en la evolución del sistema estudiado, motivo por el cual su determinación se complejiza al tener una gran variabilidad composicional, debido a la gran variedad de fases minerales fraccionadas a lo largo de la evolución del magma (Stanley y Russell, 1989). Debido a esto, y considerando la petrografía del stock, se buscó un elemento altamente incompatible cuyo fraccionamiento en alguna fase mineral no sea en proporciones considerables y que la presencia de esa fase mineral tampoco lo sea. Evaluando la variabilidad en las concentraciones de los elementos respecto al  $\text{SiO}_2$ , se determinó como posibles elementos conservativos el Y, Ce, Hf y Nd, entre los cuales, el Ce es el más probable debido a su valor de  $R^2$  más cercano a 1 (Fig.35).

Para determinar cuál de estos sería más conservativo, se buscan los elementos que presentan una tendencia lineal entre si ( $R^2=1$ ) (Fig.36).



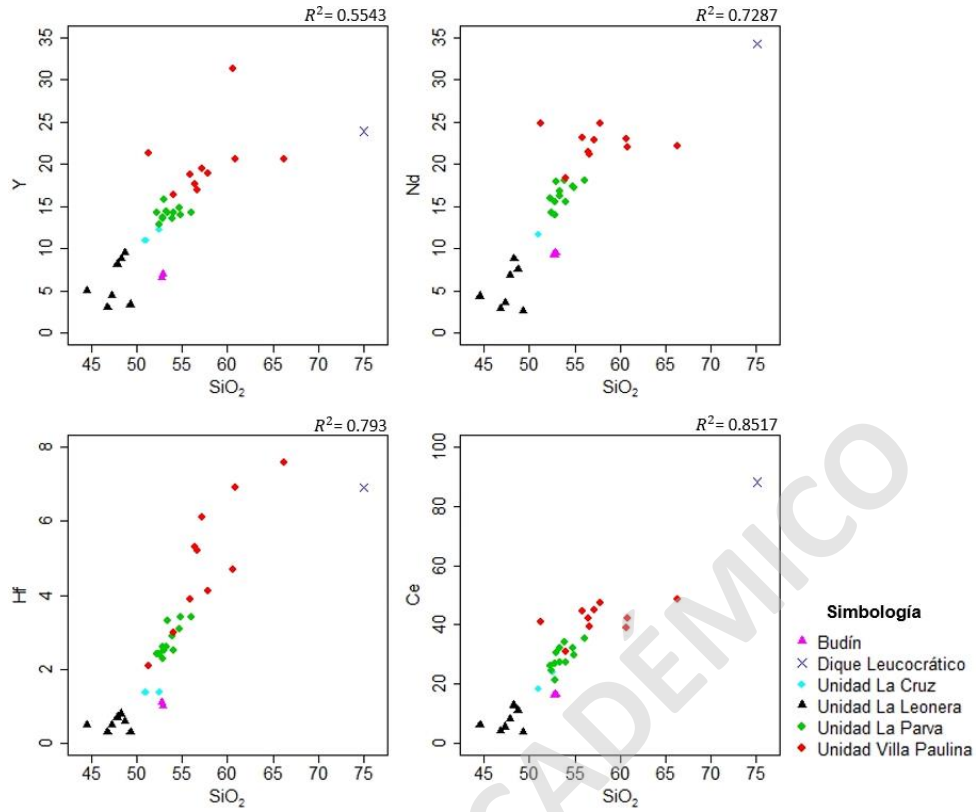


Fig. 35 Diagramas de las concentraciones de los posibles elementos conservativos vs el contenido de SiO<sub>2</sub>. Se muestra, además, el valor de R<sup>2</sup> de cada relación.

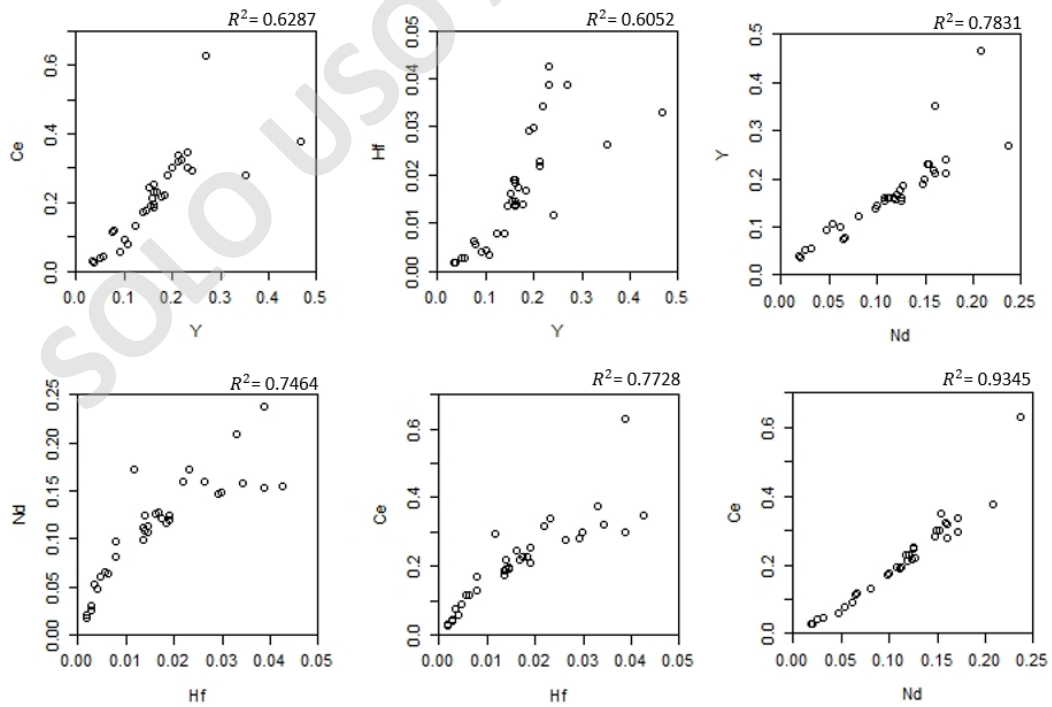


Fig. 36 Diagramas molares entre todos los elementos candidatos a elemento conservativo. Se muestra, además, el valor de R<sup>2</sup> de cada relación.

Una vez determinado el elemento conservativo, se realizaron diagramas para determinar el control que tienen las plagioclasas, el feldespato, el clinopiroxeno y el olivino, de acuerdo con la estequiometría de cada fase. En estos diagramas se puede observar un claro control del fraccionamiento del Ca, Na y K por parte de las plagioclasas y feldespato potásico, donde en las unidades más diferenciadas, se evidencia un control más marcado por parte del feldespato. Respecto al FeO y MgO, se puede observar que existe un control por parte del olivino, pero en mayor medida por parte del clinopiroxeno, tanto en la Unidad La Leonera, como en las más diferenciadas (Fig.37).

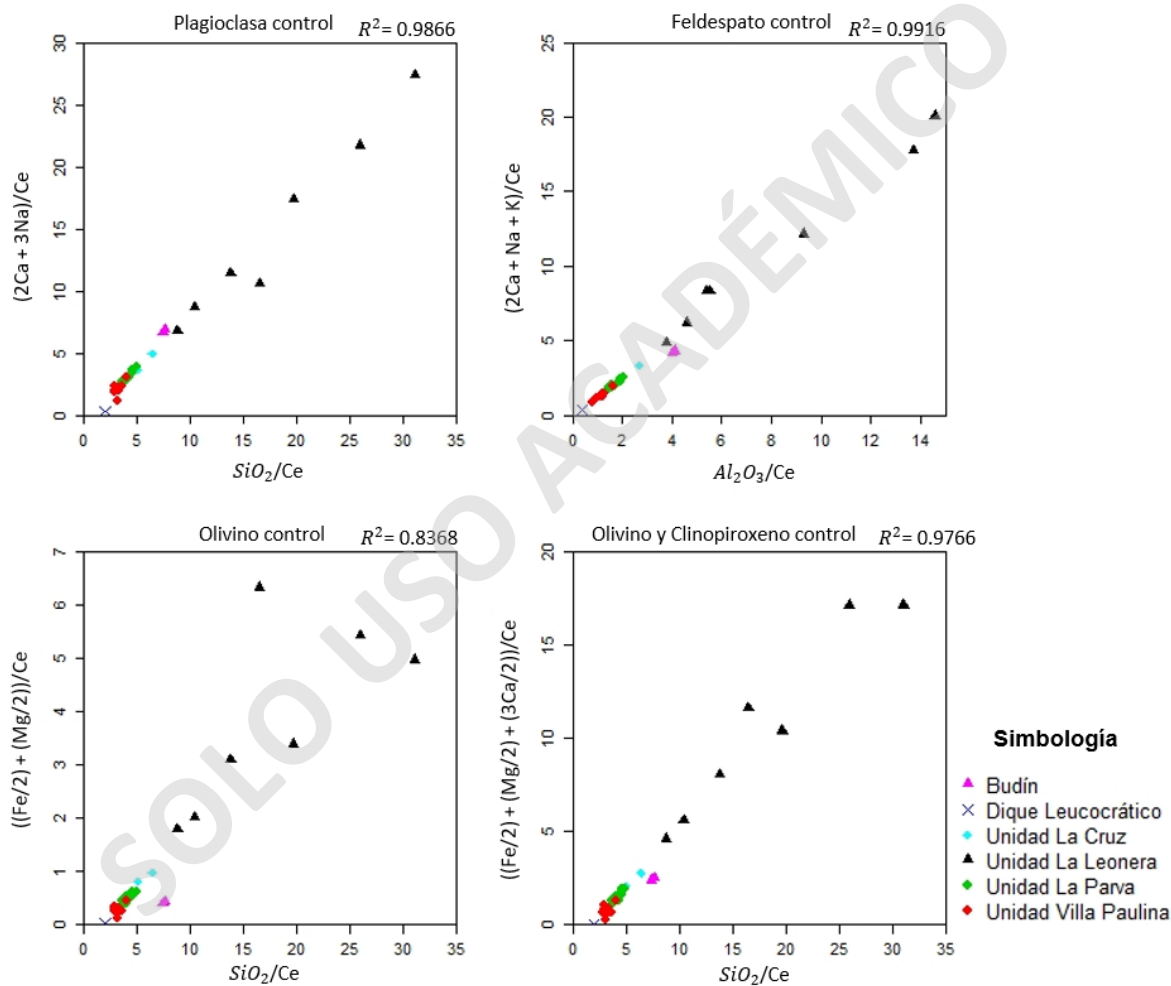


Fig. 37 Diagramas PER, que muestran el comportamiento de las fases minerales respecto al fraccionamiento de los elementos mayores que ingresan en sus estructuras. Se evalúa el control que tienen las plagioclasas, feldespato potásico, olivino y clinopiroxeno.

## 5 Discusiones.

### 5.1 Construcción del Stock Yerba Loca.

El Stock Yerba Loca se encuentra emplazado en las rocas estratificadas de las Formaciones Abanico y Farellones, donde utiliza los planos de estratificación y de debilidad de los estratos para su emplazamiento, evidenciando así una geometría ovalada con bordes escalonados, con elongación NE-SW. En el flanco este es posible apreciar la oblicuidad entre la estratificación de la roca de caja y el contacto entre esta y el stock. Mediante los estudios de distribución espacial de la fábrica magmática, sumado a observaciones realizadas en terreno, un emplazamiento mediante stoping podría sustentarse en la relación de contacto entre el intrusivo y la roca de caja, ya que esta última preserva su estructura inicial (estratificación), sin verse afectada mecánicamente por el emplazamiento del intrusivo, tal como se ha identificado en otros intrusivos que forman parte del arco Mioceno (Payacán, 2021). Sumado a lo anterior, la presencia de xenolitos en el contacto de la Unidad La Cruz con la roca caja (Fig.14), también podría ser una evidencia para un mecanismo de emplazamiento mediante stoping, pero no sería determinante, debido a la reducida cantidad y baja integridad de los xenolitos presentes.

La fábrica magmática isótropa en el centro de la Unidad La Leonera y anisótropa en los bordes podría sustentar un emplazamiento mediante ballooning, con flujos convectivos que no generan una orientación preferencial en el centro, pero sí en las zonas de cizalle cercanas al contacto con la roca caja. La fábrica anisótropa de la Unidad La Parva en dirección de la elongación del intrusivo y paralela al contacto con la roca caja, también podría explicarse por un emplazamiento mediante diapirismo o ballooning, con expansión lateral en dirección NE. Por otro lado, la zona de fábrica isótropa en la Unidad La Leonera podría corresponder a la zona de inyección magmática, desde la cual se expande en dirección NE, generando el lineamiento general de la Unidad La Parva en esta dirección.

La fábrica magmática, medida principalmente en cristales de plagioclasa y en algunos piroxenos, muestra lineaciones que siguen la dirección de elongación del stock y foliaciones paralelas a los contactos internos de las unidades magmáticas y con la roca caja. Debido a que la fábrica magmática solamente registra las últimas etapas de deformación dentro de los cuerpos intrusivos (Paterson, 1998), sobre imponiéndose a las etapas tempranas, se puede generar una pérdida del registro de los eventos de ascenso y emplazamiento en el lineamiento mineral. Los patrones registrados en el Stock Yerba Loca, junto con la ausencia de zonas de cizalle subsolidus

en las rocas intrusivas, sugiere que la eventual deformación tectónica inferida en la región para el período de emplazamiento del stock no habría perturbado el registro de los flujos de magma que controlaron la construcción y ensamblaje de este.

## 5.2 Modelo conceptual de la evolución composicional del Stock Yerba Loca.

Mediante los análisis realizados en terreno, junto con los de petrografía, geoquímica de elementos mayores, trazas, REE y de litogeoquímica, se estableció que las unidades magmáticas que conforman al Stock Yerba Loca presentan una relación de cogeneticidad.

Además, debido al patrón subparalelo de REE, las anomalías de Eu de las distintas unidades, las tendencias de elementos mayores y trazas concordantes con la petrografía y al control de las distintas fases minerales expuesto por los diagramas PER, se determinó que la evolución del Stock Yerba Loca se generó a partir de un magmatismo básico, representado por las cuarzo dioritas de la Unidad La Cruz, la cual, por ejemplo, no presenta anomalías de Eu.

Se plantea que la variabilidad composicional del Stock Yerba Loca se generó tras la diferenciación in situ de un reservorio magmático homogéneo desarrollado a nivel de emplazamiento, donde los principales procesos de diferenciación constan de la formación de sólidos cumulosos y segregación de fundidos residuales, mediante procesos combinados de cristalización en equilibrio y fraccionada.

Aquí se propone que la evolución composicional del sistema se genera mediante la siguiente cadena de procesos magmáticos (Fig. 38):

- (1) El emplazamiento inicial de un magma de composición básica, equivalente a la cuarzodiorita de la Unidad La Cruz, el cual iniciaría con un fraccionamiento de apatito y circón en proporciones de mineralogía accesoría. Consecutivamente comenzaría a cristalizar clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasas cálcicas, para finalizar con la cristalización de biotita, hornblenda y cuarzo en las etapas tardías de cristalización.
- (2) Consecutivamente al proceso anterior, comienza el fraccionamiento de olivino, que origina texturas poikiliticas con la cristalización de clinopiroxeno y ortopiroxeno, esto acompañado de un proceso de separación de fases, generando un cumulado y un líquido residual más diferenciado. El cumulado se encontraría empobrecido en elementos incompatibles, pero enriquecido en otros elementos como, Ca, Sr y Eu, producto del fraccionamiento en las plagioclasas cálcicas, y Fe, Mg, V, Co y Ni, debido a la acumulación de olivino y piroxenos. Esto daría origen a los gabros de la Unidad

La Leonera. Al momento en que esta unidad comienza a formarse, el grado de cristalinidad de la Unidad La Cruz se encuentra por debajo de sus niveles críticos, atribuyéndole así un comportamiento dúctil, facilitando la generación de una mezcla de ambos magmas (*mingling*), dando origen al contacto magmático que presentan (Fig.12).

- (3) Posteriormente, con la continua cristalización del fundido segregado en el proceso anterior, comienza a fraccionarse plagioclasa cada vez más sódica y feldespato potásico, evidenciándose en las altas concentraciones de Na, K, Rb y Ba. Además, aumenta la proporción de cristalización de circón, evidenciado en el aumento de las concentraciones de Zr, y de fases hidratadas como la biotita y hornblenda, dando origen así a un segundo cumulado menos desarrollado, representado por la monzodiorita de la Unidad La Parva.
- (4) Tras la formación de esta unidad, queda un fundido residual más diferenciado, el cual comienza a fraccionar mayores proporciones de cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda, formando así un sólido enriquecido en elementos incompatibles y levemente empobrecido en Eu, producto de su fraccionamiento en las plagioclasas cálcicas de las unidades ya formadas. Este sólido correspondería a la cuarzo monzodiorita de la Unidad Villa Paulina. En las etapas tempranas de cristalización de esta unidad, el fundido aprovecha planos de debilidad de las unidades ya formadas, para intruirlas mediante diques, dando origen así a la primera familia de diques leucocráticos (Fig.21).
- (5) Durante la formación de la Unidad Villa Paulina se genera un tercer cumulado mejor desarrollado, enriquecido en Na, Ca y Sr, producto de un intenso fraccionamiento de plagioclasas, acompañado de la cristalización de piroxenos intersticiales, dando origen así a los Budines.
- (6) En las etapas finales de cristalización de esta unidad, ocurre una última separación de fases, segregando un fundido residual aún más diferenciado y altamente enriquecido en elementos incompatibles, originando la segunda familia de diques leucocráticos (Fig.23). Este se originaría en las etapas terminales de cristalización de la Unidad Villa Paulina, debido a su relación de contacto, implicando un comportamiento rígido (alto grado de cristalinidad) por parte de esta en el momento de formación del dique.

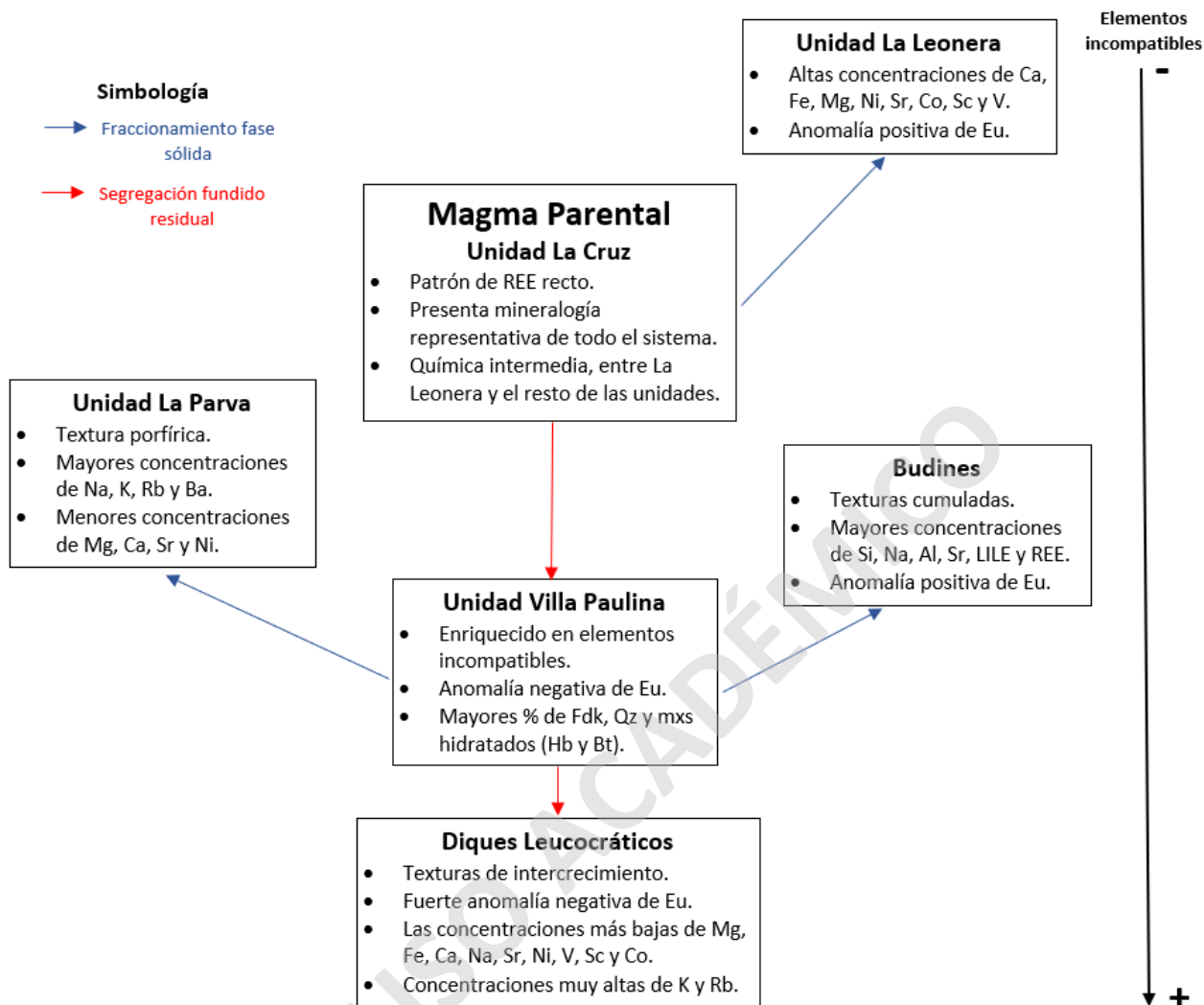


Fig. 38 Mapa conceptual ilustrativo de la evolución del sistema magmático del Stock Yerba Loca.

### 5.3 Modelo termodinámico: Validación del modelo conceptual.

Con la finalidad de evaluar el modelo conceptual para la evolución composicional del Stock Yerba Loca descrito en el apartado anterior, se realizaron variadas simulaciones numéricas con diferentes condiciones de presión, saturación de agua y mecanismos de cristalización para reproducir las composiciones de las rocas que componen al Stock Yerba Loca. Estas simulaciones numéricas generan un modelo simplificado de la compleja evolución de los sistemas magmáticos naturales, por lo que, al considerar más variables, como fugacidad de oxígeno, variaciones en la eficiencia de cristalización, variaciones en las características fluidodinámicas del fundido al ir diferenciándose, variaciones entre mecanismos de fraccionamiento, el efecto de la roca de caja, etc. las condiciones planteadas por este modelo podrían variar (Dufek y Bachmann, 2010; Gelman et al., 2013; Gutiérrez et al., 2013).

Considerando un modelo de desmezcla, donde algunas unidades respondan a sólidos acumulados, y otras a un líquido residual, formados a partir de la diferenciación de un magmatismo básico, se utilizó como magma parental las muestras más ricas en  $\text{SiO}_2$  de la cuarzodiorita de la Unidad La Cruz. Se consideraron diferentes escenarios, evaluando el comportamiento de la evolución del fundido y de los sólidos fraccionados mediante mecanismos de cristalización fraccionada y en equilibrio, en condiciones de magmatismo anhidro y saturado en agua, con porcentajes de agua disuelta de 0.5, 1, 2 y 4 wt%. Finalmente, empleando la relación profundidad – presión utilizada por Cornejo y Mahood en 1997 para el Plutón La Gloria, se modeló con una presión de 1 kbar, dado a una presión mínima del techo entre 0.9 y 1.2 kbar, equivalentes a 3-4 km de profundidad asociados a la potencia de la Formación Farellones.

Los resultados muestran que la mayor representatividad de las distintas composiciones del Stock Yerba Loca se consigue mediante dos etapas diferentes, empleando mecanismos de cristalización fraccionada y en equilibrio, con una concentración inicial de agua disuelta de un 2%.

La primera etapa explica la formación de la Unidad La Leonera, como un sólido acumulado a partir del fraccionamiento del magma parental, alcanzando su máxima representatividad cuando la cristalinidad del sistema alcanza entre un 30 y 50% aproximadamente. El líquido residual que se genera a partir de este modelo no alcanza a reproducir las composiciones de la Unidad La Parva, pero si reproduce de manera representativa las de la Unidad Villa Paulina (Fig. 39).

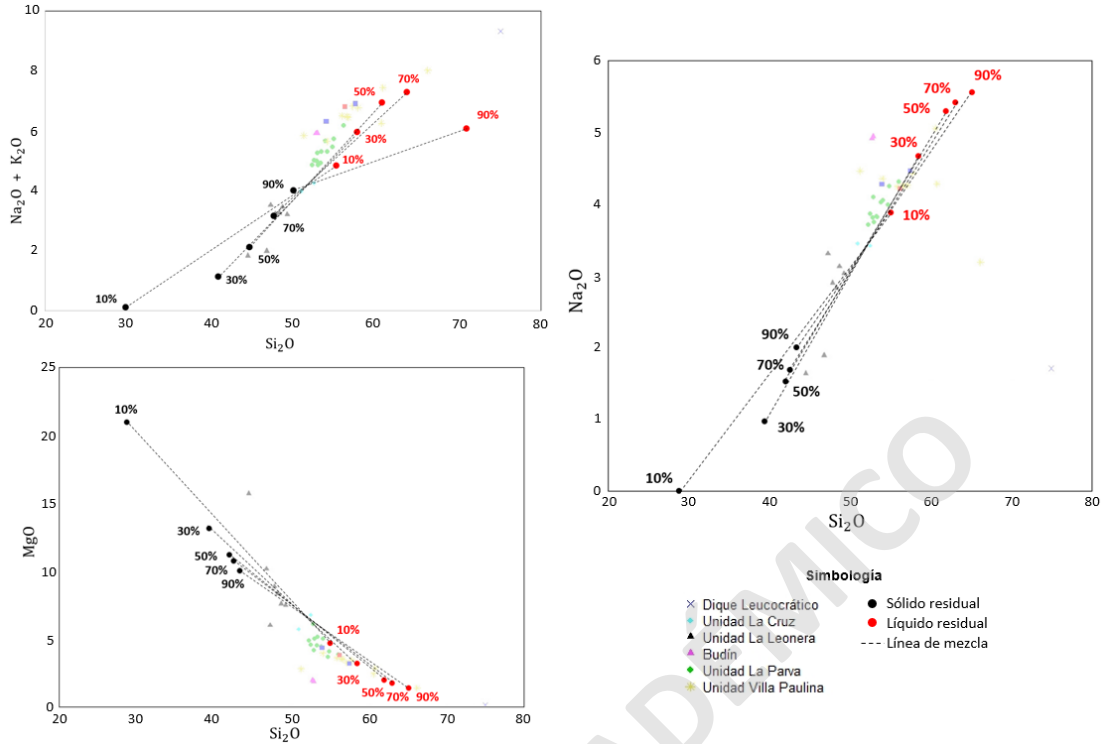


Fig. 39 Modelo termodinámico realizado en MELTS, representativo de la evolución del sistema a partir de la Unidad La Cruz. Se muestra el grado de cristalinidad en distintas etapas de la evolución del modelo.

La mineralogía fraccionada según los modelos de la primera etapa de la evolución del sistema es consistente con la petrografía presentada por la Unidad La Leonera, mostrando una cristalización y acumulación de olivino en los estadios tempranos, acompañado de clinopiroxeno y posteriormente ortopiroxeno, cuyas cristalizaciones perduran durante el enfriamiento y cristalización del magma, explicando su fraccionamiento en las fases más tardías de cristalización (Fig. 40).

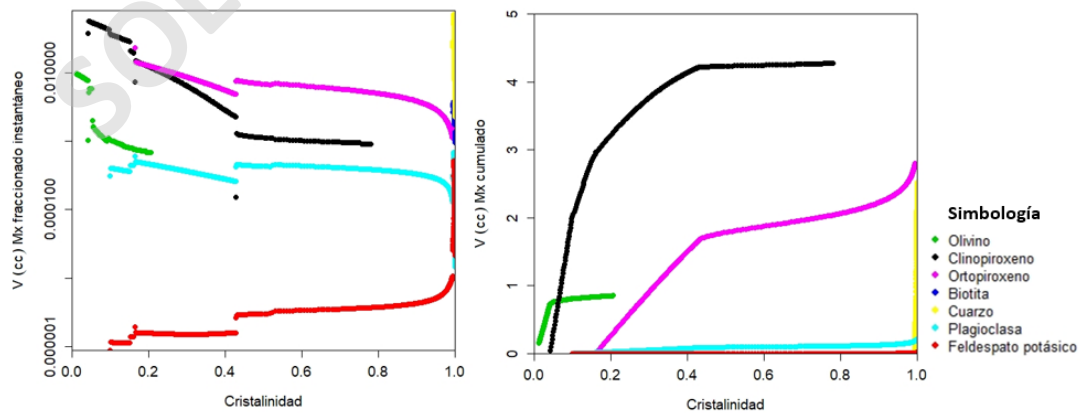


Fig. 40 Gráficos de volumen mineral fraccionado en razón de la cristalinidad del sistema del primer modelo termodinámico. A la izquierda se muestran la mineralogía fraccionada instantáneamente, mientras que a la derecha el acumulado.



La segunda etapa está determinada por la evolución de los fundidos residuales extraídos del mush cristalino durante la primera etapa. Aquí tiene lugar la formación de la Unidad La Parva como un sólido acumulado tras el fraccionamiento del líquido residual resultante del primer modelo. Una vez alcanzado el 30-50% de cristalinidad del sistema, el líquido residual resultante comienza a fraccionar fases minerales y a generar un cumulado débil, representado por la Unidad La Parva, mientras que el líquido residual resultante de este fraccionamiento se vería representado por la Unidad Villa Paulina (Fig. 41). Finalmente, en las etapas tardías de cristalización se habrían formado los diques leucocráticos, producto de un fundido residual más diferenciado extraído del mush cristalino durante la formación de la Unidad Villa Paulina.

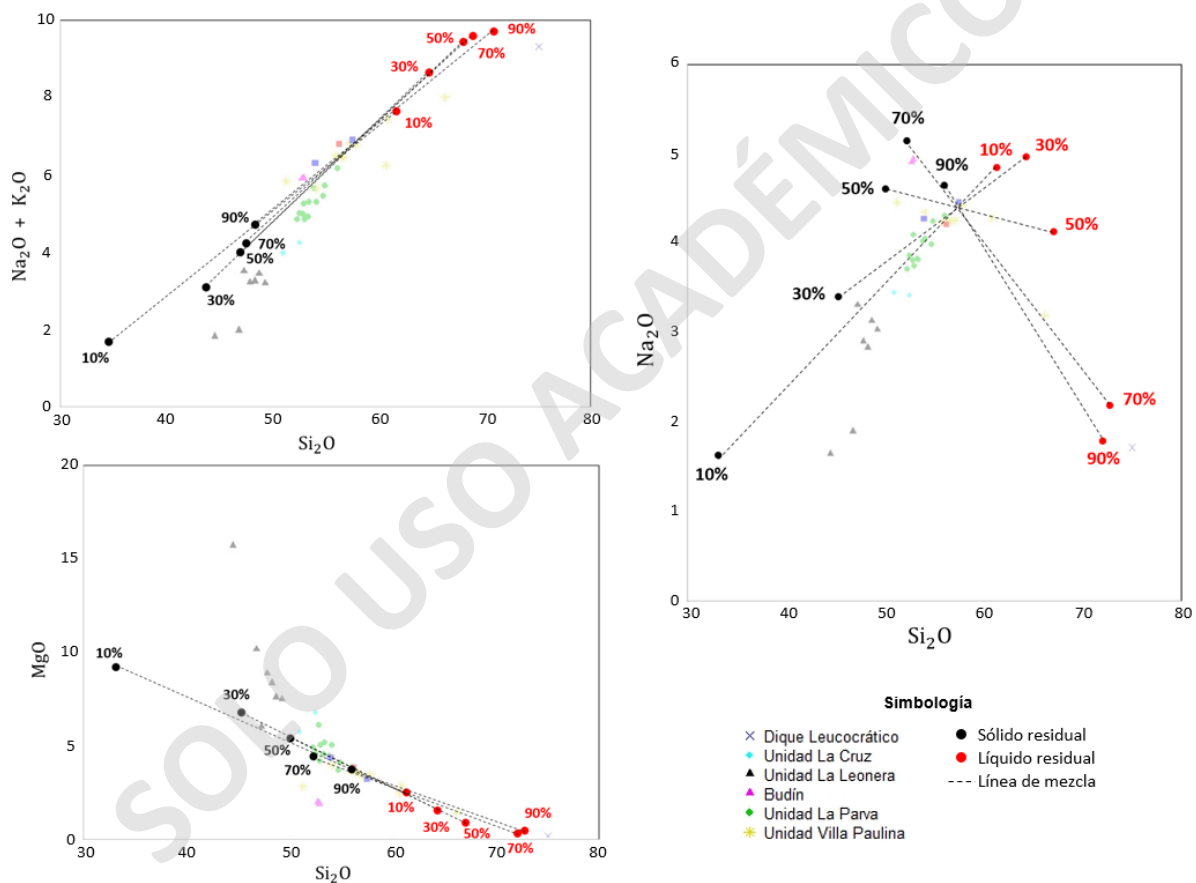


Fig. 41 Modelo termodinámico realizado en MELTS, representativo de la evolución del sistema a partir de la Unidad Villa Paulina. Se muestra el grado de cristalinidad en distintas etapas de la evolución del modelo.

La mineralogía fraccionada según los modelos de la segunda etapa de la evolución del sistema también es consistente con la petrografía de las unidades La Parva y Villa Paulina, mostrando un fraccionamiento de clinopiroxeno, ortopiroxeno y feldespato potásico desde las etapas tempranas de cristalización, y posteriormente, en una etapa más avanzada, comienza el fraccionamiento de biotita y finalmente cuarzo (Fig. 42).

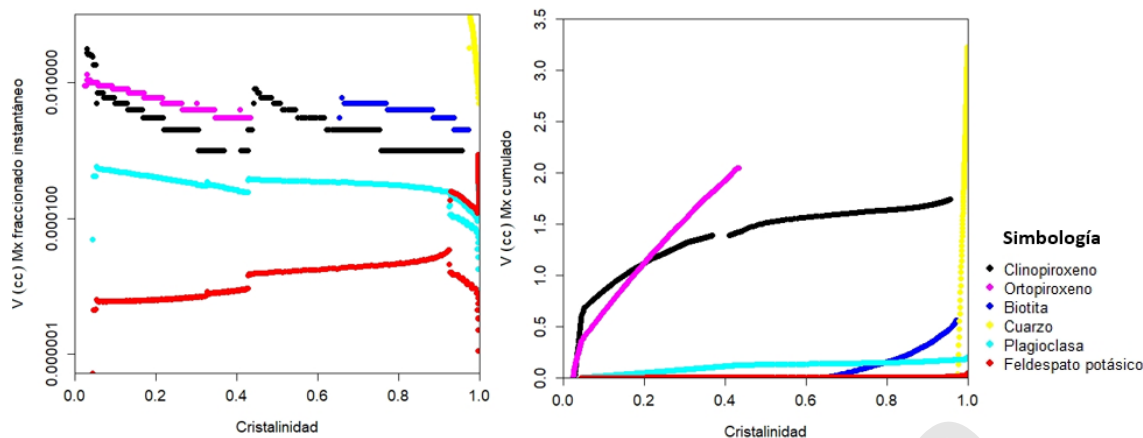


Fig. 42 Gráficos de volumen mineral fraccionado en razón de la cristalinidad del sistema del segundo modelo termodinámico. A la izquierda se muestran la mineralogía fraccionada instantáneamente, mientras que a la derecha el acumulado.

La única problemática que presentan los modelos termodinámicos en ambas etapas de la evolución del sistema magmático es la cristalización de la hornblenda, debido a que no se presenta como una fase cristalizada durante la evolución del magma. Con la finalidad de evaluar de mejor manera el comportamiento de la hornblenda se realizaron múltiples modelos, variando las condiciones de agua, presión y mecanismos de cristalización, logrando su cristalización en condiciones de cristalización en equilibrio. No obstante, los resultados siguen siendo desfavorables, debido a que el fraccionamiento de la hornblenda ocurre en las etapas tardías de cristalización del sistema, donde la cristalinidad supera el 99%, llevando a que la disponibilidad de espacio sea la mínima para una cristalización considerable de esta fase mineral (Fig. 43). Por este motivo, al igual que como lo sugiere Asimow et al. (1998), se puede inferir que, debido a la compleja estructura de la hornblenda, el software no puede modelar su fraccionamiento adecuadamente.

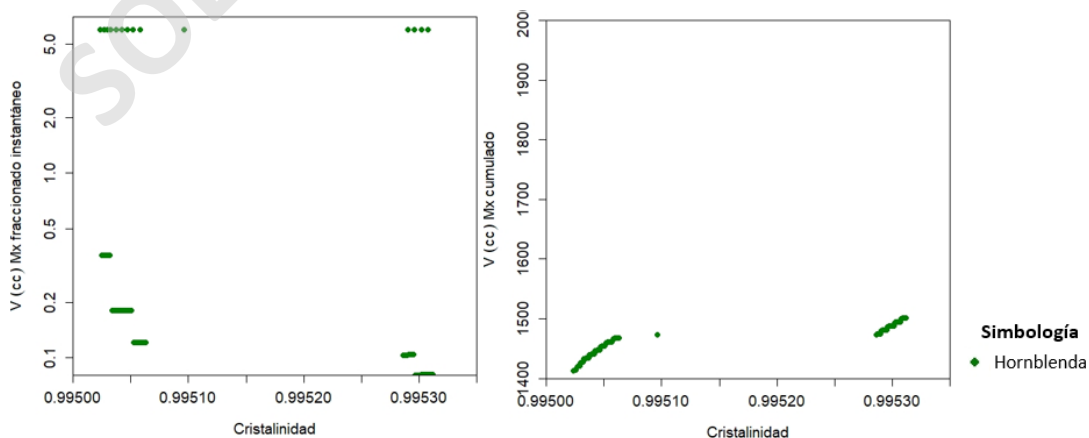


Fig. 43 Gráficos de volumen de Hornblenda fraccionado en razón de la cristalinidad del sistema. A la izquierda se muestra el fraccionamiento instantáneo, mientras que a la derecha el acumulado.

#### 5.4 El Stock Yerba Loca en el contexto del arco magmático Mioceno de Chile central.

El Stock Yerba Loca fue mapeado inicialmente por Thiele (1980) en la carta geológica de Santiago, al norte del área de estudio, por el estero Yerba Loca, como un cuerpo elongado NE-SW de 11 km de largo aproximadamente y 5 km de ancho. Posteriormente fue definido por Deckart et al. (2010) en este mismo valle, el cual es colindante hacia el norte con el valle del estero La Leonera, lugar donde se realizó el presente estudio (ver anexo 3).

Mediante las características petrográficas y geoquímicas de las distintas unidades magmáticas, se puede establecer que las muestras analizadas por Deckart et al. (2010) se correlacionan con las muestras de la Unidad Villa Paulina, las cuales corresponden a cuarzo-monzodioritas con un 55-60 wt% de  $SiO_2$ , motivo por el cual, las edades de 14,88 - 14,96 Ma definidas en un inicio, se asociarían a la unidad más joven del Stock Yerba Loca según la edad relativa determinada en esta investigación. A partir de esto, sumado a que Deckart et al. (2010) determinaron que las muestras del Stock Yerba Loca y de la unidad sur del Batolito San Francisco comparten las mismas características composicionales e isotópicas, se infiere que ambos intrusivos podrían poseer una relación genética y tuvieron que haber pasado por los mismos procesos de diferenciación magmática.

Para comprender cómo se enmarca el Stock Yerba Loca dentro del contexto del arco magmático Mioceno de Chile central, se realizaron comparaciones geoquímicas con los plutones San Gabriel, La Gloria, Alfalfalito, Mesón Alto y con el Batolito San Francisco y Universidad, los cuales registran edades entre 10,3 y 12,3 Ma (Kurtz et al., 1997; Deckart et al., 2010), exceptuando la Unidad sur del Batolito San Francisco que registra una edad de 14,7 Ma (Deckart et al., 2010), la cual, en conjunto con el Stock Yerba Loca, registran las edades más antiguas del grupo analizado.

Las razones de contenido de álcalis vs  $SiO_2$  del diagrama TAS, muestran un patrón continuo entre los distintos plutones, destacándose el Stock Yerba Loca por poseer las composiciones más básicas, llegando al campo del gabro, y por poseer el dique leucocrático con mayor contenido de álcalis (Fig.44).

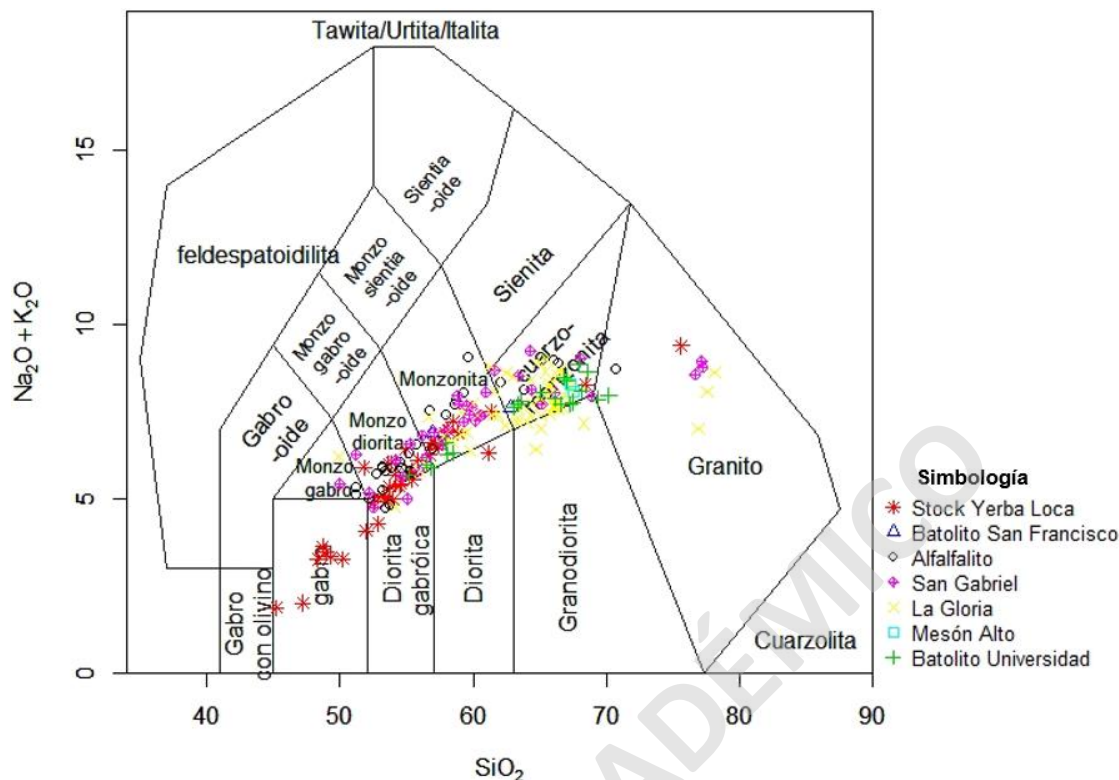


Fig. 44 Diagrama Total Álcalis vs Sílice (TAS) (Middlemost, 1994). Muestra la clasificación general de las muestras de los distintos plutones del arco magmático Mioceno de Chile central comparados en este estudio.

El diagrama de álcalis, óxidos de Fe y óxidos de Mg (AFM) muestra una tendencia general para todos los intrusivos, de una signatura calcoalcalina, típica de arcos magmáticos de subducción, salvo por algunas de las muestras más básicas del Stock Yerba Loca, Plutón La Gloria y Plutón San Gabriel, los cuales muestran una tendencia más bien toleítica (Fig.45). Por otra parte, el diagrama de contenido molar total de álcalis vs alúmina (A/CNK – A/NK) muestra una tendencia de todos los plutones en el campo metaluminoso, exceptuando por las muestras más diferenciadas de los plutones Alfalfalito, San Gabriel, La Gloria y del Stock Yerba Loca, las cuales se encuentran en el campo peraluminoso (Fig.45). Esto podría ser explicado por un clásico modelo de evolución de arcos magmáticos en subducción, como el planteado por Otamendi et al., (2012) y Ducea et al., (2015) respecto a la formación del arco Famatiniano de las Sierras Pampeanas, donde las rocas plutónicas calcoalcalinas evolucionan mediante cristalización fraccionada a partir de un magma básico, acompañado de la interacción con fundidos félsicos formados en la corteza y/o con la asimilación de la roca caja. Este modelo sustentaría la composición metaluminosa de los plutones, los que evolucionaron a partir de procesos de cristalización fraccionada, y que, mediante su estancia en la corteza, se podrían haber contaminado y así generar una signatura peraluminosa a las muestras más diferenciadas de los plutones.

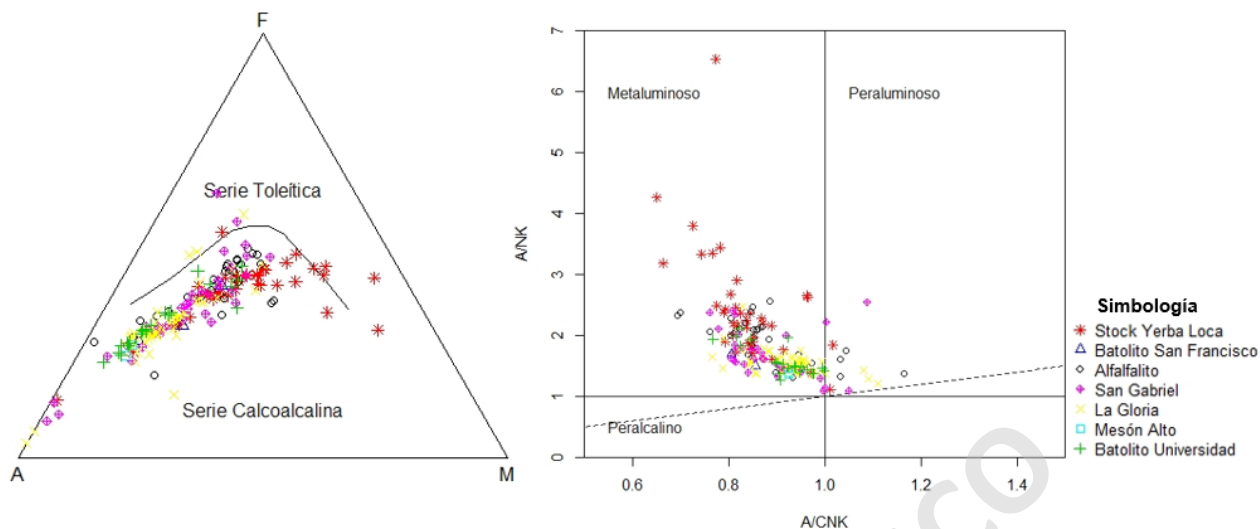


Fig. 45 Diagramas con las distintas muestras de los plutones del arco magmático Mioceno de Chile central comparados en este estudio. A la izquierda se muestra el diagrama de álcalis, óxidos de Fe y óxidos de Mg (AFM) (Irvine y Baragar, 1971). A la derecha se muestra el diagrama de contenido molar total de álcalis versus alúmina (A/CNK – ANK) (Shand, 1943).

Las razones de Ba/Ta y La/Ta muestran para todos los plutones un comportamiento característico de fuentes magmáticas de arcos en zonas de subducción (Fig. 46), debido a las altas proporciones generales de Ba/Ta y las razones de La/Ta > 25 (Hickey et al., 1986). Las altas razones de Ba/Ta se explican por la solubilidad del Ba, el cual es incorporado en ambientes de subducción a la cuña astenosférica mediante el aporte de fluidos derivados del slab. Por otro lado, se presentan valores muy altos de La/Ta en algunas muestras, lo cual podría atribuirse a una diferencia de solubilidad entre el La y Ta en sistemas hidratados, donde el fraccionamiento de fases oxidadas se hace estable y tienden a fraccionar más Ta (Kay et al., 2002). Explicación que podría sustentarse en caso de que las muestras con altos valores de La/Ta presenten bajas proporciones de fases oxidadas, o bien, que haya existido un fuerte fraccionamiento de estas fases minerales previo a la formación de estas rocas.

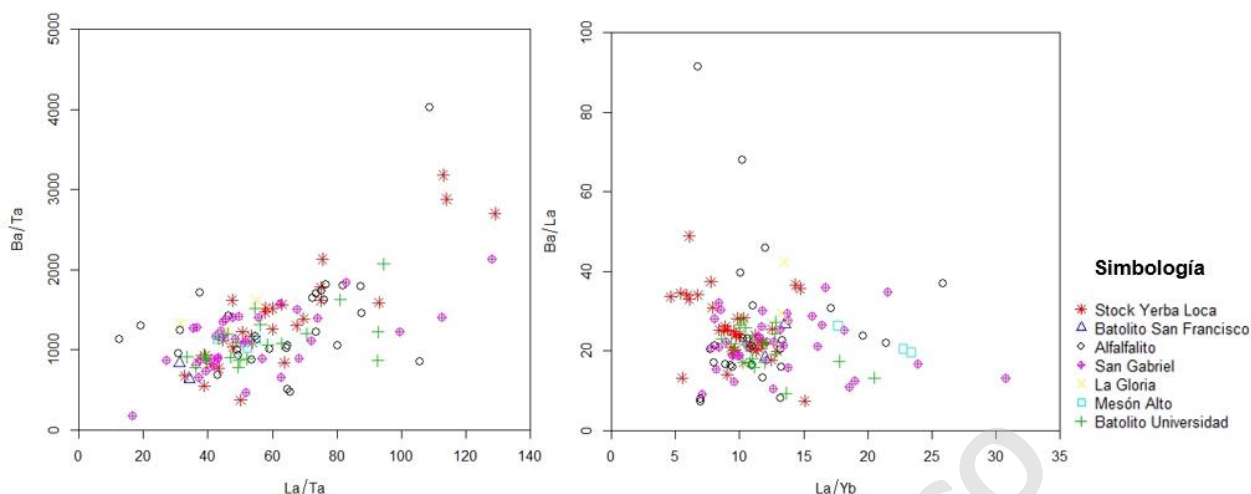


Fig. 46 Diagramas de razones de elementos trazas de las distintas muestras de los plutones del arco magmático Mioceno de Chile central comparados en este estudio. A la izquierda se muestra el gráfico de las razones de Ba/Ta vs La/Ta, evidenciando un comportamiento clásico de magmatismo de subducción. A la derecha se muestra el gráfico de las razones de Ba/La vs La/Yb, el cual evidencia que probablemente no exista una relación entre los distintos plutones y el aporte que predominó en sus fuentes magmática.

En zonas de subducción, el aporte de fluidos y sedimentos terrígenos a la cuña astenoférica por parte del slab, es un factor que podría influenciar en las fuentes magmáticas. Según lo sugerido por Tollstrup et al. (2005), mayores proporciones de Ba/La sugieren que la fuente magmática tuvo un mayor aporte de fluidos incorporados en subducción, mientras que mayores proporciones de La/Yb sugieren un mayor aporte de sedimentos terrígenos.

Deckart et al. (2010), determinan que, de los intrusivos que analizaron, probablemente los más viejos (Stock Yerba Loca y Unidad sur del Batolito San Francisco) tuvieron un mayor aporte de sedimentos terrígenos, mientras que los más jóvenes (Mesón Alto y La Gloria) tuvieron un mayor aporte de fluidos en su fuente. El diagrama de Ba/La vs La/Yb no evidencia una relación entre la edad del intrusivo y el aporte predominante a su fuente, mostrando una gran variabilidad en las concentraciones de los diferentes intrusivos (Fig.46). Incluso, el Stock Yerba Loca presenta las mayores razones de Ba/La en las muestras de la unidad más básica, la cual es más vieja que la analizada por Deckart et al. (2010). Debido a esto, se puede descartar una relación directa entre la edad de formación de los intrusivos y el componente que predominó en su fuente.

Las características petrográficas y geoquímicas de las rocas más básicas del Stock Yerba Loca y de su magma parental sugieren que estas podrían representar las etapas tempranas de fraccionamiento del magmatismo intermedio-ácido que habría dado origen al resto de los plutones del arco Mioceno de Chile Central. En efecto, los patrones geoquímicos en elementos mayores y trazas del Stock Yerba Loca son consistentes con los mostrados por el resto de los plutones (Plutón La Gloria, San Gabriel, Alfalfalito, Batolito La Obra, Batolito Universidad; Fig. 46). Estos

plutones se encontrarían asociados a una segunda etapa de fraccionamiento y segregación de fundidos residuales, asemejándose composicionalmente a las unidades más diferenciadas del Stock Yerba Loca (unidades La Parva y Villa Paulina), cuyo residuo son unidades más máficas (unidades La Leonera y La Cruz). En este sentido, las unidades máficas del Stock Yerba Loca podrían representar el registro de algún pulso del magma parental del arco, el cual habría sufrido escasa diferenciación y contaminación luego de ascender de manera casi directa desde los niveles más profundos de la corteza, tal como sugieren las signaturas isotópicas mantélicas determinadas por Deckart et al. (2010).

SOLO USO ACADÉMICO

## 6 Conclusiones.

El Stock Yerba Loca se conforma de 4 unidades magmáticas principales, la Unidad La Leonera, Unidad La Cruz, Unidad La Parva y Unidad Villa Paulina, las cuales corresponden a gabros, cuarzodioritas, monzodioritas y cuarzo monzodioritas respectivamente. Además, presenta dos tipos de estructuras magmáticas principales, diques leucocráticos y budines, los cuales son sieno-granitos y dioritas respectivamente.

Los análisis de litogeoquímica indican una cogeneticidad entre las distintas unidades magmáticas, mientras que los análisis geoquímicos de elementos mayores y trazas muestran patrones clásicos de procesos de cristalización fraccionada, siendo consistentes a la vez con la petrografía presentada, evidenciando patrones químicos que sugieren el fraccionamiento de fases minerales como olivino, clinopiroxeno, plagioclasas, feldespato potásico, cuarzo, biotita y hornblenda en las unidades correspondientes.

La evolución del magmatismo del Stock Yerba Loca se habría desarrollado en un reservorio homogéneo desarrollado a nivel de emplazamiento (3-4 km aproximadamente), lugar donde habrían tenido cabida los principales procesos de diferenciación magmática. La variabilidad composicional se encuentra controlada por mecanismos de cristalización fraccionada y en equilibrio que actuaron sobre un magmatismo básico con un contenido de agua disuelta de un 2%, donde los procesos de segregación de fundidos residuales y formación de residuos sólidos acumulados fueron los encargados de dar origen a las distintas unidades que conforman al stock. Se distinguen al menos dos estadios de generación de sólidos acumulados, la primera en un estadio temprano, dando origen a la Unidad La Leonera, y la segunda en un estadio más avanzado, cuando el sistema alcanza un grado de cristalinidad entre un 30 y 50%, dando origen a la Unidad La Parva, y consecuentemente a la Unidad Villa Paulina como un fundido residual de este fraccionamiento.

La fábrica magmática podría estar controlada por los flujos magmáticos internos del reservorio, debido a que se presenta de manera consistente con la geometría del stock y con los contactos internos entre las unidades magmáticas y con la roca caja.

Determinar el mecanismo de ascenso y emplazamiento resulta poco concluyente con las metodologías empleadas, debido a que la relación de contacto con la roca de caja y la presencia de xenolitos podría indicar un mecanismo de stoping, mientras que la disposición de la fábrica magmática también podría ser explicada por stoping, pero con la acción de flujos convectivos, o



bien, podría ser explicada por mecanismos de diapirismo o ballooning, con expansión lateral. También, se podría inferir la acción combinada de estos mecanismos, debido a que las variaciones de las condiciones fisicoquímicas del sistema en cada fase permitirían que los procesos de transferencia de masa entre los cuerpos magmáticos y una roca de caja rígida no sean homogéneos a lo largo de la evolución del magma.

Debido a la correlación generada entre las muestras analizadas por Deckart et al., (2010) y la Unidad Villa Paulina, se puede establecer una cogeneticidad entre el Stock Yerba Loca y la Unidad sur del Batolito San Francisco, presentando semejanzas petrográficas, geoquímicas e isotópicas.

Los plutones del arco magmático Mioceno de Chile central comparados en este estudio (Stock Yerba Loca, Alfalfalito, La Gloria, San Gabriel, Mesón Alto, Batolito San Francisco y Batolito Universidad) muestran signaturas típicas de magmatismo de subducción, con signaturas calcoalcalinas, carácter metaluminoso, altas concentraciones de Ba/Ta y concentraciones de La/Ta superiores a 25. Plutones, entre los cuales el Stock Yerba Loca podría ser representativo del magmatismo de las primeras fases de la evolución del arco Mioceno, evidenciando las signaturas geoquímicas más básicas, y una firma isotópica característica, indicando una fuente magmática más profunda en comparación al resto de los plutones estudiados.

Para determinar de mejor manera la relación petrogenética de las distintas unidades, y la acción de contaminantes, tanto en la fuente como en el ascenso y emplazamiento del magma, se sugiere realizar análisis de circones U-Pb e isotópicos de Nd, Sr, Hf y Os.

Para establecer de mejor manera los mecanismos de emplazamiento y los procesos que controlan las fábricas del intrusivo, se recomienda la realización de estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) y así poder determinar si existen procesos de deformación syn-magmática o tardi-magmática.

Finalmente, para lograr un mejor entendimiento de la formación del arco magmático Mioceno, considerando que en este estudio se realizaron principalmente comparaciones geoquímicas, se recomienda realizar comparaciones petrográficas, geoquímicas e isotópicas con más intrusivos del arco, abarcando más edades y aumentando la cantidad de datos de intrusivos básicos.

## 7 Bibliografía.

- Annen, C. 2009. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 409-416.
- Aravena, A., Gutiérrez, F., Parada, M., Payacán, Í., Bachmann, O. and Poblete, F., 2017. Compositional zonation of the shallow La Gloria pluton (Central Chile) by late-stage extraction/redistribution of residual melts by channelization: Numerical modeling. *Lithos*, 284-285, pp.578-587.
- Asimow, P. and Ghiorso, M., 1998. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83(9-10), pp.1127-1132.
- Bachmann, O., Miller, C., De Silva, S. 2007. The volcanic–plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 1-23.
- Bachmann, O. and Huber, C., 2016. Silicic magma reservoirs in the Earth's crust. *American Mineralogist*, 101(11), pp.2377-2404.
- Barazagi, M., Isacks, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- Bucholz, C., Eddy, M., Jagoutz, O., Bowring, S., Schmidt, M., & Sambuu, O. (2016). Constraining the time scales of magmatic differentiation with U-Pb zircon geochronology. *Geology*, 45(1), 11–14.
- Cao, W., Paterson, S. R., Saleeby, J., & Zalunardo, S. (2016). Bulk arc strain, crustal thickening, magma emplacement, and mass balances in the Mesozoic Sierra Nevada arc. *Journal of Structural Geology*, 84, 14–30. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.11.002>
- Cashman, K., Sparks, R. and Blundy, J., 2017. Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes. *Science*, 355(6331), p.eaag3055.
- Chapman AD, Ducea MN, Kidder S, Petrescu L. 2014. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Salinian arc, central California: implications for the origin of intermediate magmas. *Lithos* 200–1:126–41
- Charrier, R y Muñoz, N., 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24° S Latitude and 34°-35°S Latitude: A comparative analysis. In: Reutter, K-J., Scheuber, E. & Wigger, P. (editores): *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp 233-242.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A., Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117-139.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, E., Flynn, J., Iturra, I., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.* 236, (1-2): 43-77 (MAY 2005).

- Charrier, R., Pinto, L., Rodriguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The geology of Chile (Moreno, T.; gibbons, W.; editors). The geological Society, 21-114.
- Claeson, D. T., & Meurer, W. P. (2004). Fractional crystallization of hydrous basaltic ?arc-type? magmas and the formation of amphibole-bearing gabbroic cumulates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(3), 288–304.
- Clemens, J.D., and Mawer, C.K., 1992, Granitic magma transport by fracture propagation: *Tectonophysics*, v. 204, p. 339–360.
- Cornejo, P. C., Mahood, G. A. 1997. Seeing past the effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127, 159-175.
- Cribb, J., & Barton, M. (1996). Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation. *Lithos*, 37(4), 293–307.
- Cruden, A. R. ( 1998 ). On the emplacement of tabular granites . *Journal of the Geological Society of London* 155 , 853 – 862 .
- Deckart, K., Godoy, E., Bertens, A., Jerez, D., Saeed, A. 2010. Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and NdHf and UPb isotope systematics. *Andean Geology*, 37, 1-31.
- De Silva, S.L., Zandt, G., Trumbull, R., and Viramonte, J. (2006) Large scale silicic volcanism—the result of thermal maturation of the crust. In Y.-t. Chen, Ed., *Advances in Geosciences*, p. 215–230. World Scientific Press.
- Ducea, M. N. & Saleeby, J. B. (1996). Buoyancy sources for a large, unrooted mountain range, the Sierra Nevada, California: evidence from xenolith thermobarometry. *Journal of Geophysical Research* 101, 8226-8244.
- Ducea, M., Saleeby, J., & Bergantz, G. (2015). The Architecture, Chemistry, and Evolution of Continental Magmatic Arcs. *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, 43(1), 299-331. doi: 10.1146/annurev-earth-060614-105049.
- Dufek, J., & Bachmann, O. (2010). Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology*, 38(8), 687–690.
- Eales, H., de Klerk, W., & Teigler, B. (1990). Evidence for magma mixing processes within the Critical and Lower Zones of the northwestern Bushveld Complex, South Africa. *Chemical Geology*, 88(3–4), 261–278.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., Comte, D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33–35 S). *Tectonics*, 27.
- Farner, M. and Lee, C., 2017. Effects of crustal thickness on magmatic differentiation in subduction zone volcanism: A global study. *Earth and Planetary Science Letters*, 470, pp.96-107.
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Muñoz, M. (2006). Fallas de Vergencia Oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la Cuenca de Abanico (33°-34° S). *Publicación Especial Serie D de la Asociación Geológica Argentina*, p 48-55.

- Gelman, S. E., Gutiérrez, F. J., & Bachmann, O. (2013). On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology*, 41(7), 759–762.
- Giambiagi, L., Tunik, M., Ghiglione, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33° 30' S -34° S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 707-724.
- Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Alvarez, P. P., Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 south latitude. *Tectonics*, 22, 1041.
- Giambiagi, L., Álvarez, P.P., Godoy, E., Ramos, V.A., 2003a. The Control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua Fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, Vol. 369. p. 1-19.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks And Processes*. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Glazner, A., Bartley, J., Coleman, D., Gray, W. and Taylor, R., 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today*, 14(4), p.4.
- Gutiérrez, F., Payacán, I., Gelman, S., Bachmann, O., Parada, M. 2013. Late-stage magma flow in a shallow felsic reservoir: Merging the anisotropy of magnetic susceptibility record with numerical simulations in La Gloria Pluton, central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 1–15.
- Haerderle, M. & Atherton, M. P. (2002). Shape and intrusion style of the Coastal Batholith, Peru. *Tectonophysics* 345, 17 – 28.
- Hawkesworth, C., George, R., Turner, S. and Zellmer, G., 2004. Time scales of magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1-2), pp.1-16.
- Hickey, R.L.; Frey, F.A.; Gerlach, D.C.; López-Escobar, L. 1986. Multiple source for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34-41°S): Trace element and isotopic evidence for the contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophysical Research* 91: 5963-5983.
- Hutton, D. H. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 245-255.
- Kay, S., Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 39-57.
- Kay, S. M., Godoy, E., Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 67-88.
- Kurtz, A., Kay, S.M., Charrier, R., Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, N° 1, p.75-90.
- Lee, C. T. A., & Morton, D. M. (2015). High silica granites: Terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters*, 409, 23–31.
- Mahood, G. A., Cornejo, P. C. 1992. Evidence for ascent of differentiated liquids in silicic magma chamber found in a granitic pluton. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83, 63-69.

- Mardones, V. (2019). Evolución tectónica Meso-Cenozoica de la cordillera principal de los Andes de Chile Central, 33°30'S – 34°S (tesis de magister). Universidad de Chile, Santiago.
- Marsh, B. D. 1984. Mechanics and energetics of magma formation and ascension. In *Studies in Geophysics*, ed. F. R. Boyd, Jr., pp. 67-83. Washington, DC: NatL Acad. Press.
- Marsh, B. (1987). Magmatic processes. *Reviews of Geophysics*, 25(5), 1043.
- Marsh, B., 1989. Magma Chambers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17(1), pp.439-472.
- Marsh, B., 1996. Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineralogical Magazine*, 60(398), pp.5-40.
- Marsh, B., 2006. Dynamics of Magmatic Systems. *Elements*, 2(5), pp.287-292.
- Miller, R. B., Paterson, S. R. 1999. In defense of magmatic diapirs. *Journal of Structural Geology*, 21, 1161-1173.
- Miller, R. B. & Snoke, A.W. (2009). The utility of crustal cross sections in the analysis of orogenic processes in contrasting tectonic settings. In: Miller, R. B. & Snoke, A.W. (eds) *Crustal Cross Sections from the Western North American Cordillera and Elsewhere: Implications for Tectonic and Petrological Processes*. Geological Society of America, Special Papers 456, 1^38.
- Miller, C. F., Furbish, D. J., Walker, B. A., Claiborne, L. L., Koteas, G. C., Bleick, H. A., Miller, J. S. 2011. Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: Evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA. *Tectonophysics*, 500, 65-77.
- Molyneux, S. J. & Hutton, D. H. W. (2000). Evidence for significant granite space creation by the ballooning mechanism: The example of the Ardara pluton, Ireland. *Geological Society of America Bulletin* 112, 1543 – 1558.
- Montecinos, P., Scharer, U., Vergara, M. and Aguirre, L., 2008. Lithospheric Origin of Oligocene-Miocene Magmatism in Central Chile: U-Pb Ages and Sr-Pb-Hf Isotope Composition of Minerals. *Journal of Petrology*, 49(3), pp.555-580.
- Mpodozis, C., Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: ERICKSEN, G. E., CAÑAS PINOCHET, M. T. & REINEMUND, J. A. (eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Houston, Texas: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series.
- Munñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Nyström, J., Féraud, G. & Demant, A. (2006). Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). *Revista Geológica de Chile* 33(1), 109-140.
- Nicholls J., 1988, The statistics of Pearce element diagrams and the Chayes closure problem: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 36-43.
- Otamendi, J., Ducea, M. and Bergantz, G., 2012. Geological, Petrological and Geochemical Evidence for Progressive Construction of an Arc Crustal Section, Sierra de Valle Fertil, Famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology*, 53(4), pp.761-800.
- Paterson, S., Vernon, R. and Tobisch, O., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11(3), pp.349-363.

- Paterson, S.R., Vernon, R.H., 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America Bulletin* 107 (11), 1356–1380.
- Paterson, S. and Miller, R., 1998. Magma emplacement during arc-perpendicular shortening: An example from the Cascades crystalline core, Washington. *Tectonics*, 17(4), pp.571-586.
- Paterson, S.R., Žák, J., and Janousek, V., 2008, Growth of complex magmatic zones during recycling of older magmatic phases: The Sawmill Canyon area in the Tuolumne Batholith, Sierra Nevada, California: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 177, p. 457–484, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.06.024.
- Payacán, I. (2015). Estructura interna y dinámica de enfriamiento del Plutón La Gloria, Chile central: Un enfoque a partir de estudios magnéticos, petrográficos y modelación numérica (tesis de magíster). Universidad de Chile, Santiago.
- Payacán, I. (2021). Emplazamiento y evolución composicional de reservorios de magma someros en arcos contraccionales: el caso del plutón San Gabriel en los Andes de Chile central (33.8°S). Tesis doctoral. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Pp. 293.
- Pearce JA, Peate DW. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23:251–86.
- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W. & Vigneresse, J. - L. (2000). Granite magma formation, transport emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669 – 673.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 349–370.
- Ramberg, H. (1981). Gravity, deformation, and the earth's crust: in theory, experiments, and geological application. London: Academic Press. 2nd edn.
- Reich, M., Parada, M. A., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F., & Lehmann, B. (2003). Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications. *Mineralium Deposita*, 38(7), 876–885.
- Rivano, S.; Godoy, E.; Vergara, M.; Villarroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S). *Revista Geológica de Chile* 17 (2): 205-214.
- Rudnick RL. 1995. Making continental crust. *Nature* 378:571–78.
- Rudnick, R. L. & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. In: Rudnick, R. L. (ed.) *The Crust. Treatise on Geochemistry* 3, 1^64.
- Russell, J.K. and C.R. Stanley, 1990, A theoretical basis for the development and use of chemical variation diagrams: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 5, 2419-2431.
- Schaen, A. J., Cottle, J. M., Singer, B. S., Keller, C. B., Garibaldi, N., & Schoene, B. (2017). Complementary crystal accumulation and rhyolite melt segregation in a late Miocene Andean pluton. *Geology*, 45(9), 835–838.
- Stanley, C. R., & Russell, J. K. (1989). Petrologic hypothesis testing with Pearce element ratio diagrams: derivation of diagram axes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103(1), 78–89.

- Stanley, C., 2019. Molar element ratio analysis of lithochemical data: a toolbox for use in mineral exploration and mining. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 20(2), pp.233-256.
- Stern, C. R., and Skewes, M. A., 1995, Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, central Chile: *Revista Geológica de Chile*, v. 22, p. 261-271.
- Streckeisen, A.L., B.A. Zanettin, M.J. Le Bas, B. Bonin, P. Bateman, G. Bellini, A. Dude, S. Efremova, J. Keller, J. Lameyre, P.A. Sabine, R. Schmid, H. Sorensen, and A.R. Woodley, 2002, *Igneous rocks; a classification and glossary of terms; recommendations of the International Union of Geological Science Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*: Cambridge University Press.
- Suzaño, N., Becchio, R., Nieves, A., Sola, A., Ortiz, A., 2015. Mezcla de magmas en el arco magmático Famatiniano del noroeste de Argentina: ejemplo en el complejo intrusivo Diablillos, Puna Austral. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol.32, no.3, p.433-454.
- Tassara, A., Yáñez, G., 2003 Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, vol.30, no.2, p.159-186.
- Thiele, R. (1980). Hoja Santiago, Región Metropolitana, escala 1:250.000. Instituto de investigaciones geológicas, No. 39.
- Tollstrup, D. L., & Gill, J. B. (2005). Hafnium systematics of the Mariana arc: Evidence for sediment melt and residual phases. *Geology*, 33(9), 737.
- Turner, S.J., Langmuir, C.H., 2015a. The global chemical systematics of arc front stratovolcanoes: evaluating the role of crustal processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 422, 182–193.
- Turner, S.J., Langmuir, C.H., 2015b. What processes control the chemical composition of arc front stratovolcanoes? *Geochem. Geophys. Geosyst.* 16, 1865–1893.
- Vernon, R. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Visual Geosciences*, 5, 1-23.
- Walker JR, B. A., Miller, C., Lowery Claiborne, L., Wooden, J., Miller, J. 2007. Geology and geochronology of the Spirit Mountain batholith, southern Nevada: implications for timescales and physical processes of batholith construction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 239-262.
- Yáñez, G. A., Ranero, C. R., Huene, R., Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 106, 6325-6345.

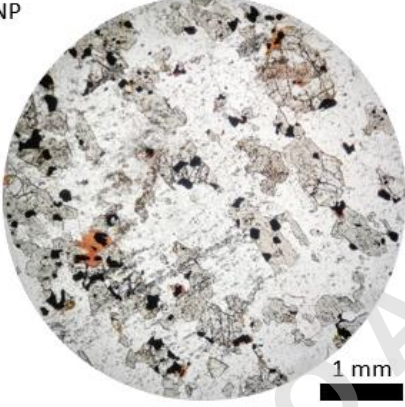
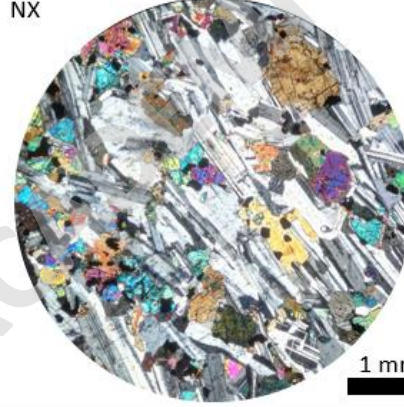
## 8 Anexos.

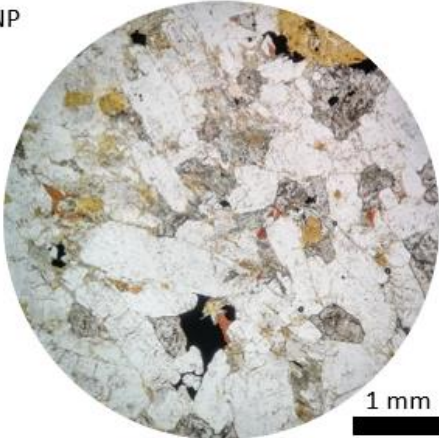
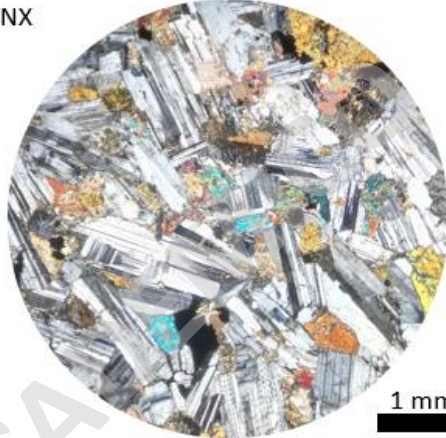
8.1 Anexo 1: Tabla con las coordenadas norte y este de los puntos de muestreo.

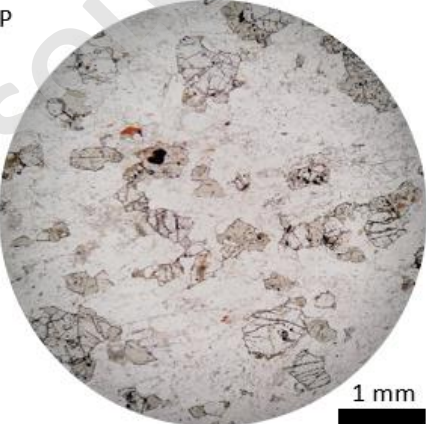
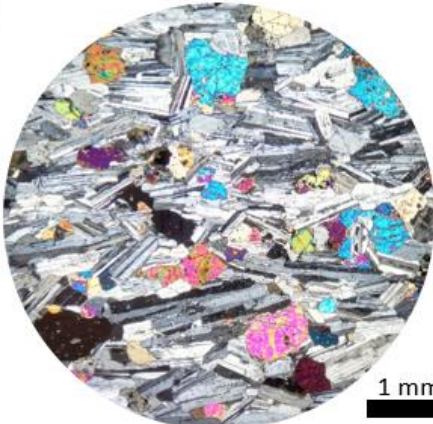
Muestra	Coordenada N	Coordenada E
19YL0101	6313290	379053
19YL0201	6313169	379284
19YL0301	6313419	379827
19YL0401	6312843	378888
19YL0404	6312843	378888
19YL0406	6312843	378888
19YL0501	6313910	378996
19YL0601	6313823	378430
19YL0603	6313823	378430
19YL0701	6312412	378752
19YL0801	6314155	380249
19YL0901	6313858	379550
20YL0401	6312896	378868
20YL1101	6312614	378905
20YL1202	6313430	378758
20YL1301	6313179	378412
20YL1401	6313397	378544
20YL1601	6314051	379962
20YL1701	6314432	380121
20YL1801	6314591	380085
20YL1901	6314531	379717
20YL2001	6314528	379450
20YL2201	6314161	379565
20YL2301	6313215	379562
20YL2401	6313294	379478
20YL2501	6313436	379627
20YL2601	6313527	379665
20YL2602	6313577	379655
20YL2701	6313615	379643
20YL2801	6313782	379277
20YL2901	6313402	379245
20YL3001	6313346	379087
20YL3201	6313082	378886

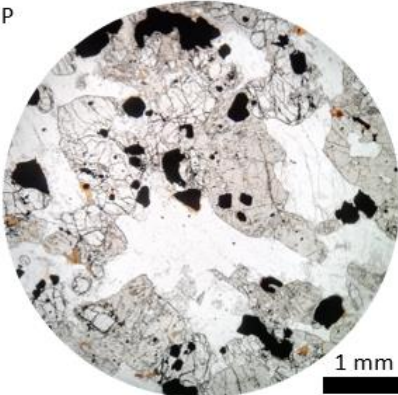
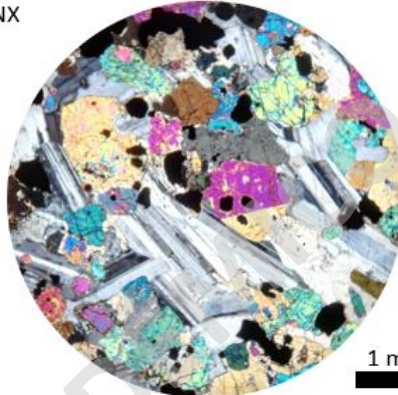


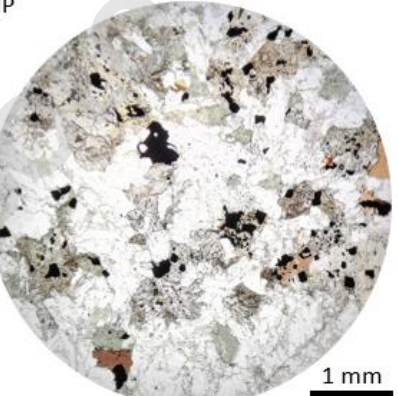
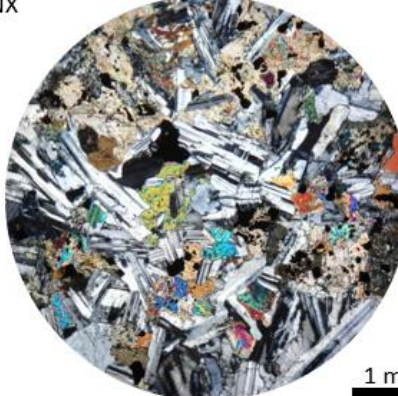
8.2 Anexo 2: Descripciones petrográficas de todas las muestras utilizadas para la definición y caracterización de las unidades magmáticas que componen al Stock Yerba Loca.

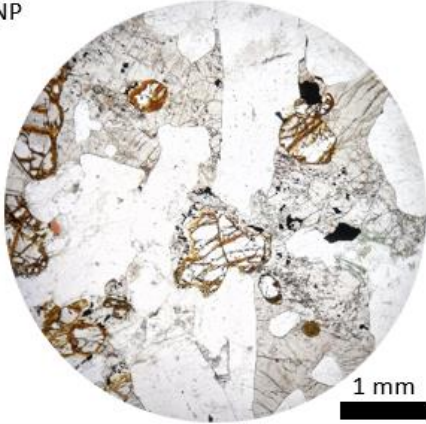

Unidad La Leonera								
Muestra: 19YL0101								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
50	0	0	3	20	12	5	0	10
Descripción								
Gabro de clinopiroxeno, holocristalino, de grano fino a medio, hipidiomórfico. Presenta textura fanerítica y poikilitica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxenos y olivino, además, presenta alguno cristales de ortopiroxeno intersticiales entre los cristales de plagioclasa.								
NP			NX					
								
1 mm			1 mm					

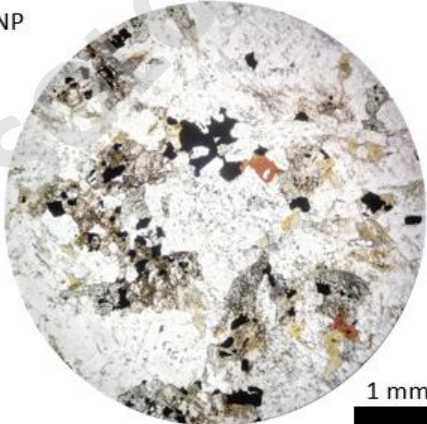
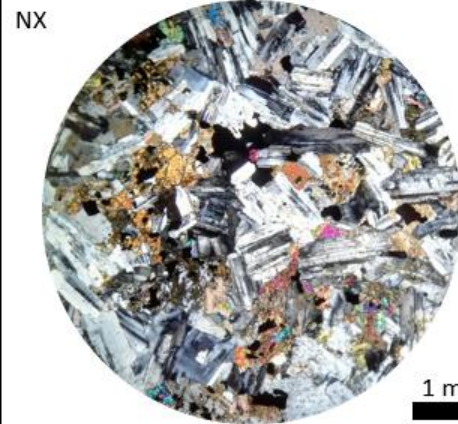
Unidad La Leonera								
Muestra: 19YL0401								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
45	0	0	0	28	5	10	5	7
Descripción								
Gabro de clinopiroxeno, holocristalino, de grano fino a medio, hipidiomórfico. Presenta textura fanerítica y presenta algunos cristales de piroxenos intersticiales entre los cristales de plagioclasa. Algunos cristales de piroxenos se encuentran moderada a fuertemente alterados a iddingsita.								
NP				NX				
								
1 mm				1 mm				

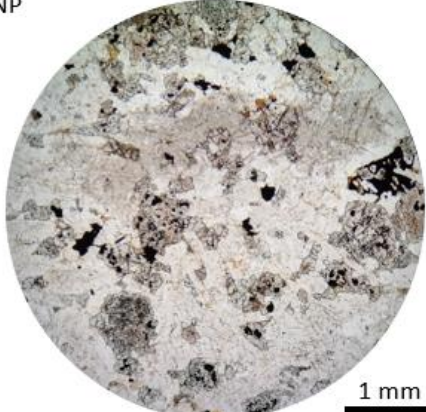
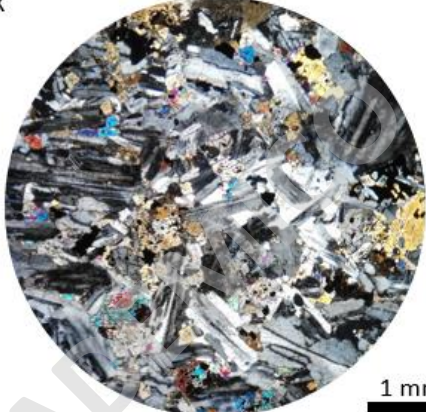
Unidad La Leonera								
Muestra: 20YL1101								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
50	0	0	15	22	10	1	0	2
Descripción								
Gabro de clinopiroxeno, holocristalino, de grano fino a medio, hipidiomórfico. Presenta textura fanerítica. Algunos cristales de olivino y piroxeno se encuentran levemente alterados a iddingsita.								
NP				NX				
								
1 mm				1 mm				

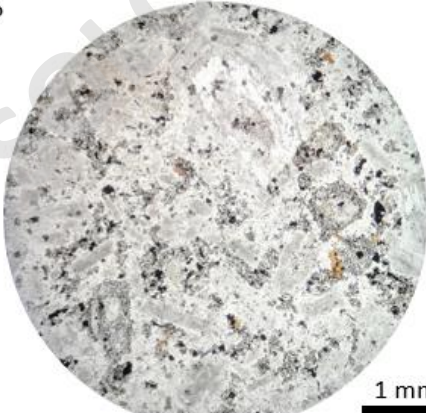
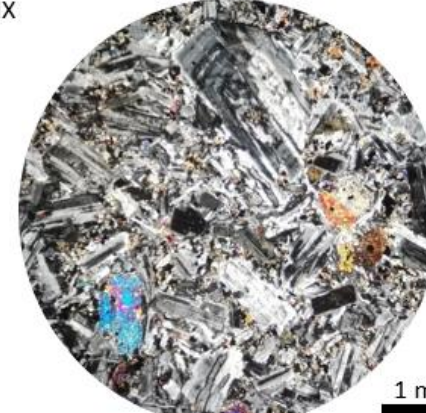
Unidad La Leonera								
Muestra: 20YL1202								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
40	0	0	15	25	8	5	0	7
Descripción								
Gabro de clinopiroxeno, holocristalino, de grano fino a medio, hipidiomórfico. Presenta textura fanerítica y poikilitica con chadacrístales de opacos en oikocristales de piroxeno. Además, algunos cristales de piroxenos se encuentran intersticiales entre cristales de plagioclasa.								
NP			NX					
								
1 mm			1 mm					

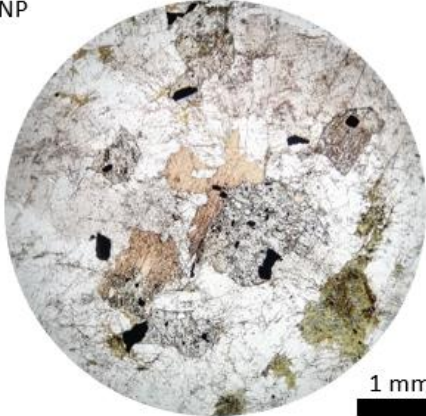
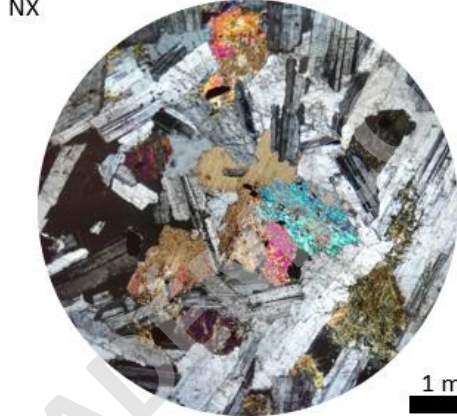
Unidad La Leonera								
Muestra: 20YL3001								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
40	2	1	0	15	0	10	25	7
Descripción								
Diorita de clinopiroxeno, holocristalino, de grano fino a medio, hipidiomórfico. Presenta textura fanerítica y poikilitica con chadacrístales de opacos en oikocristales de piroxeno. Además, algunos cristales de piroxenos se encuentran intersticiales entre cristales de plagioclasa.								
NP			NX					
								
1 mm			1 mm					

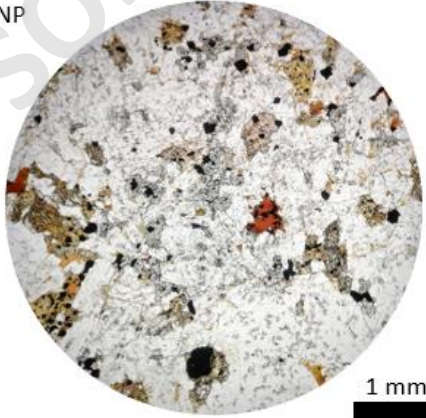
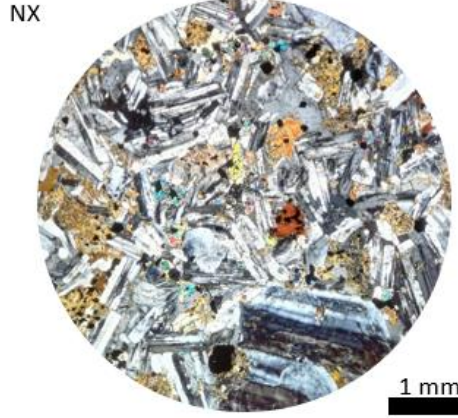
Unidad La Leonera								
Muestra: 20YL3201								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
47	0	0	15	30	5	1	0	2
Descripción								
<p>Gabro de clinopiroxeno, holocristalino, de grano fino a medio, hipidiomórfico. Presenta textura fanerítica, adcumulada, con piroxenos intersticiales entre cristales de plagioclasa y poikilítica con chadacristales de olivino y plagioclasa en oikocristales de piroxeno. Los cristales de olivino se encuentran leve a moderadamente alterados a iddingsita.</p>								
NP			NX					
								
1 mm			1 mm					

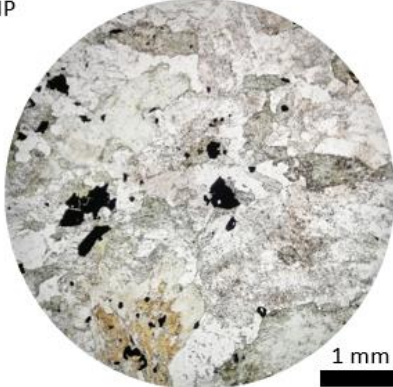
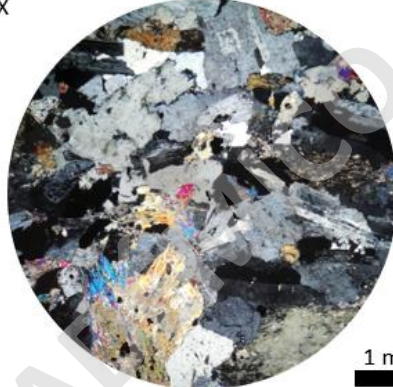
Unidad La Cruz								
Muestra: 19YL0701								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
47	3	5	0	18	12	3	5	7
Descripción								
<p>Curazo diorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfico. Presenta texturas fanerítica y poikilítica con chadacristales de opacos y plagioclasas en oikocristales de piroxenos.</p>								
NP			NX					
								
1 mm			1 mm					

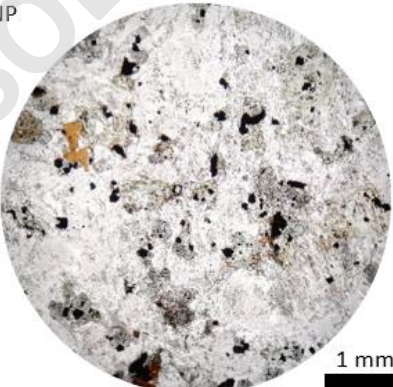
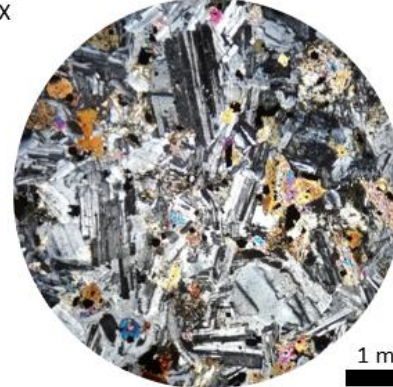
Unidad La Cruz								
Muestra: 20YL1301								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
45	2	4	0	30	10	2	0	7
Descripción								
Curazo diorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfico. Presenta texturas fanerítica y poikilitica con chadacritales de opacos y plagioclasas en oikocristales de piroxenos.								
NP			NX					
								
1 mm			1 mm					

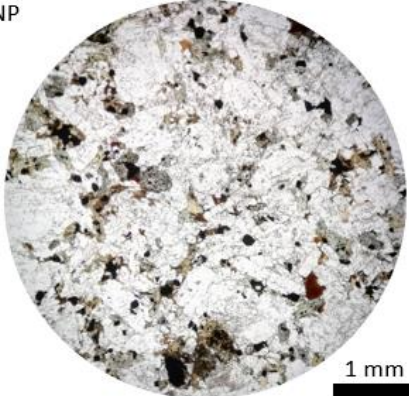
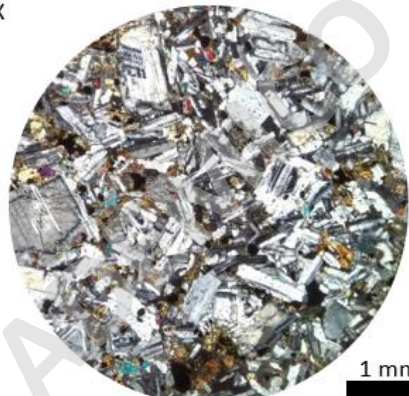
Unidad La Parva								
Muestra: 19YL0201								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
45	7	1	0	34	1	2	0	10
Descripción								
Monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, opacos y accesorios.								
NP			NX					
								
1 mm			1 mm					

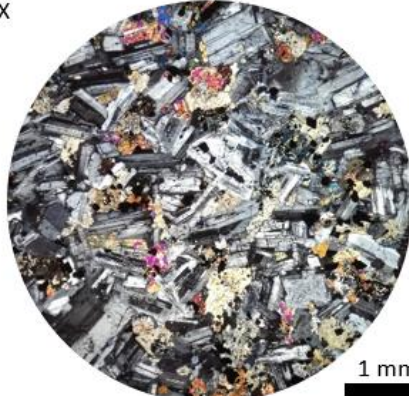
Unidad La Parva								
Muestra: 19YL0501								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
46	8	2	0	32	1	5	1	5
Descripción								
Monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica y poikilítica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxenos, y en menor medida, poikilítica con chadacristales de plagioclasa en oikocristales de biotita.								
NP					NX			
								

Unidad La Parva								
Muestra: 19YL0801								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
45	8	2	0	20	10	5	2	8
Descripción								
Monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, hornblenda, opacos y accesorios. Además, presenta textura poikilítica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxenos. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa.								
NP					NX			
								

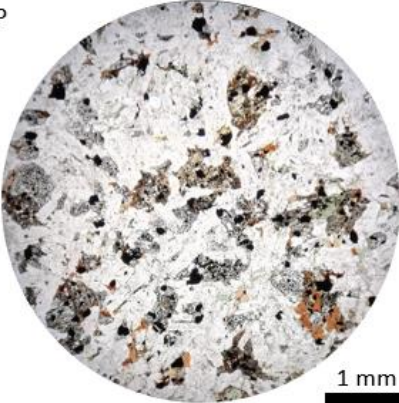
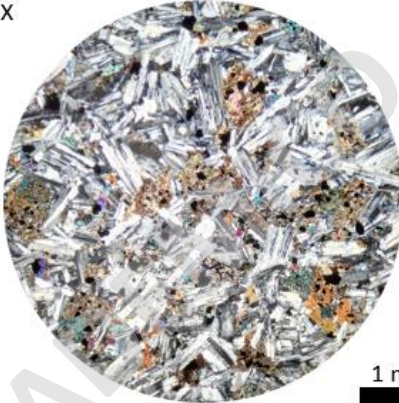
Unidad La Parva								
Muestra: 19YL901								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
45	9	2	0	22	5	2	8	7
Descripción								
Monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica, poikilitica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxenos, y consertal en los cristales de cuarzo, los cuales se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa. Algunos cristales de piroxeno se encuentran leve a moderadamente cloritizados.								
NP					NX			
	1 mm					1 mm		

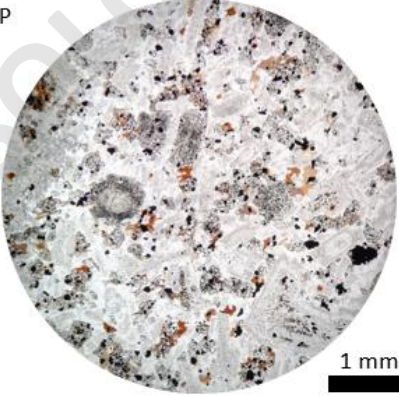
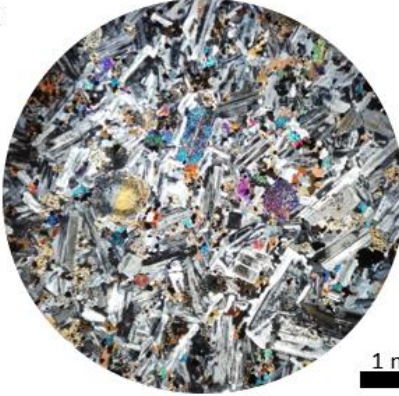
Unidad La Parva								
Muestra: 20YL1601								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
47	5	3	0	23	4	3	7	8
Descripción								
Monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, hornblenda, opacos y accesorios. Además, presenta textura poikilitica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxenos. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa. Algunos cristales de piroxeno se encuentran levemente alterados a iddingsita.								
NP					NX			
	1 mm					1 mm		

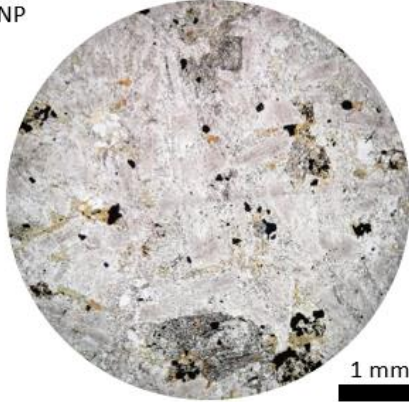
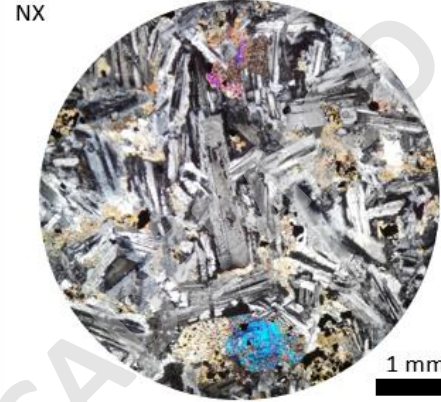
Unidad La Parva								
Muestra: 20YL1701								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
47	7	3	0	23	0	6	10	4
Descripción								
Monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, hornblenda, opacos y accesorios. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa.								
NP				NX				
								
1 mm				1 mm				

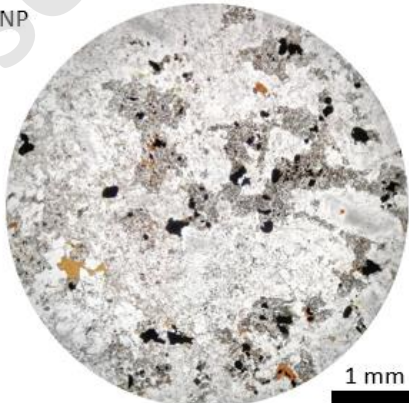
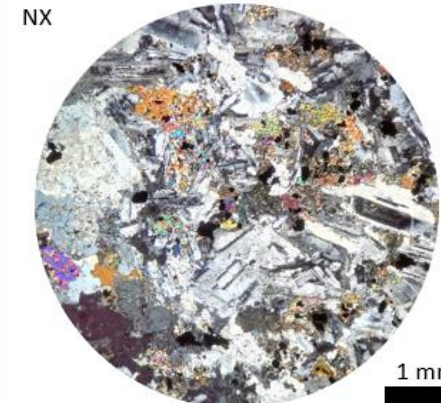
Unidad La Parva								
Muestra: 20YL1801								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
46	4	3	0	20	8	5	7	7
Descripción								
Monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, hornblenda, opacos y accesorios. Además, presenta textura poikilitica con chadacritales de opacos en oikocristales de piroxenos. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa. Algunos cristales de piroxeno y biotita se encuentran leve a moderadamente cloritizados.								
NP				NX				
								
1 mm				1 mm				

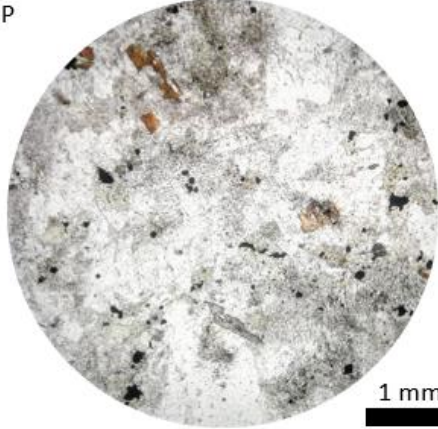
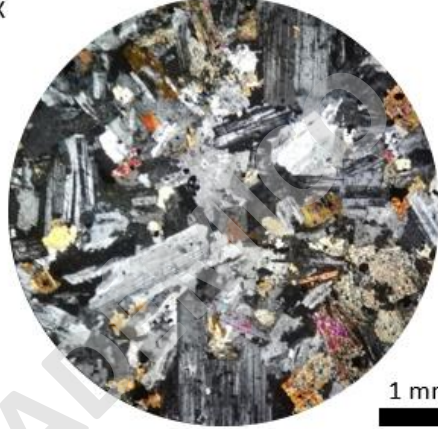


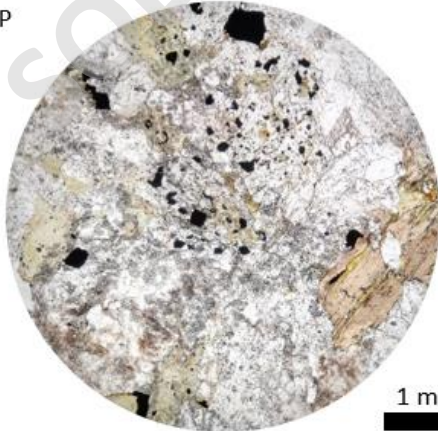
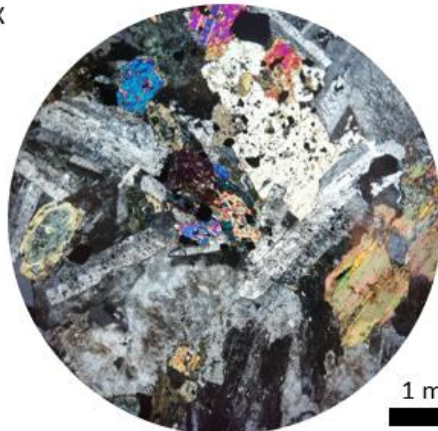
Unidad La Parva								
Muestra: 20YL1901								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
45	3	2	0	25	0	7	10	8
Descripción								
Monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica y poikilitica con chadacritales de opacos en oikocristales de piroxenos. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa. Algunos cristales de piroxeno se encuentran leve a moderadamente alterados cloritizados.								
NP				NX				
								
1 mm				1 mm				

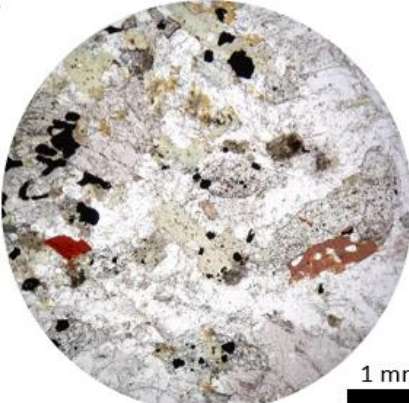
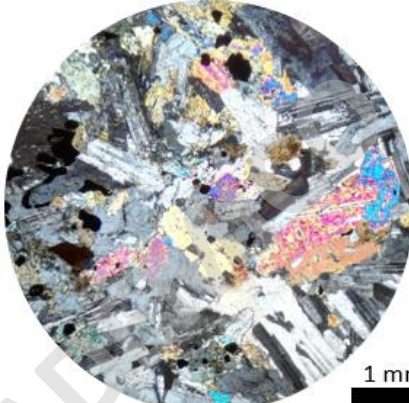
Unidad La Parva								
Muestra: 20YL2201								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
47	3	2	0	20	13	8	0	7
Descripción								
Monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica y poikilitica con chadacritales de opacos en oikocristales de piroxenos. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa.								
NP				NX				
								
1 mm				1 mm				

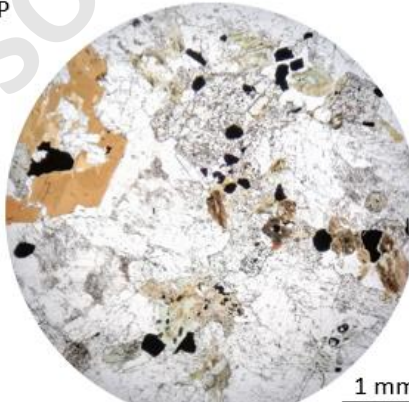
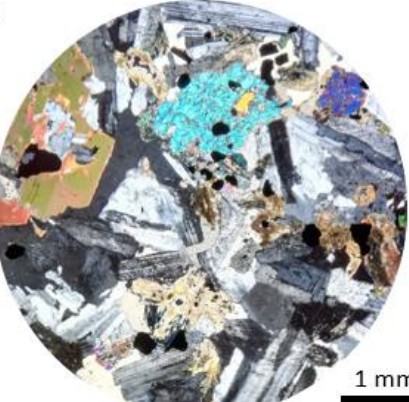
Unidad La Parva								
Muestra: 20YL2401								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
50	5	3	0	22	5	5	3	7
Descripción								
<p>Monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, hornblenda, opacos y accesorios. Además, presenta textura poikilítica con chadacritales de opacos en oikocristales de piroxenos. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa.</p>								
NP			NX					
								
1 mm			1 mm					

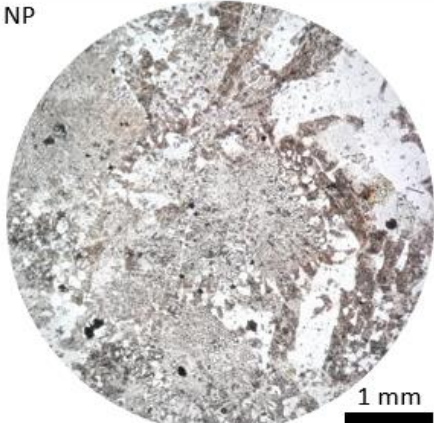
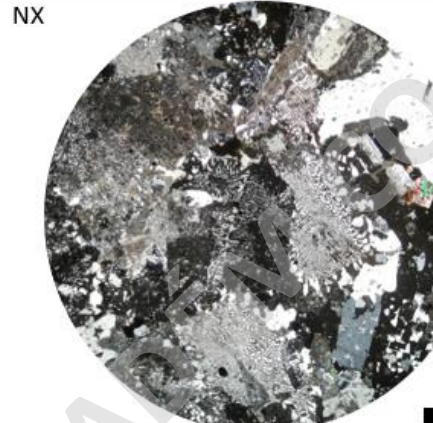
Unidad La Parva								
Muestra: 20YL2601								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
47	5	3	0	25	0	7	3	10
Descripción								
<p>Monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico inmersos en una masa fundamental compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, hornblenda, opacos y accesorios. Además, presenta textura poikilítica con chadacritales de opacos en oikocristales de piroxenos. Los cristales de cuarzo y algunos de biotita se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa.</p>								
NP			NX					
								
1 mm			1 mm					

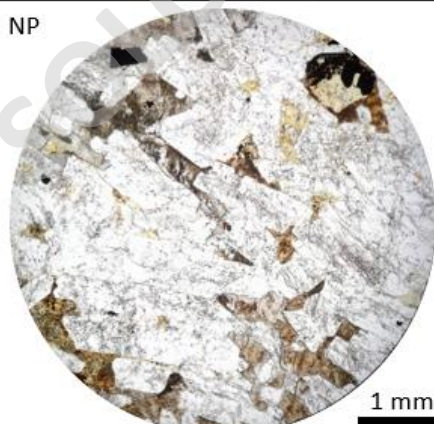
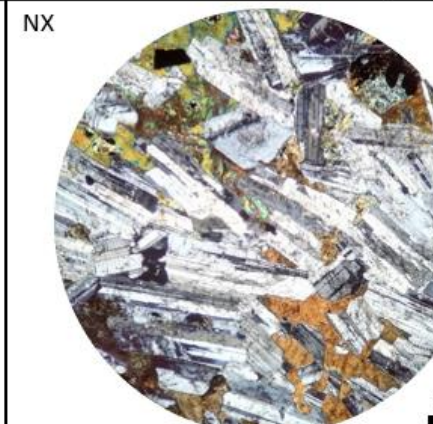
Unidad Villa Paulina								
Muestra: 19YL0301								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
45	15	8	0	12	2	3	8	7
Descripción								
Curazo monzodiorita de dinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica y poikilitica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxeno.								
NP				NX				
								
1 mm				1 mm				

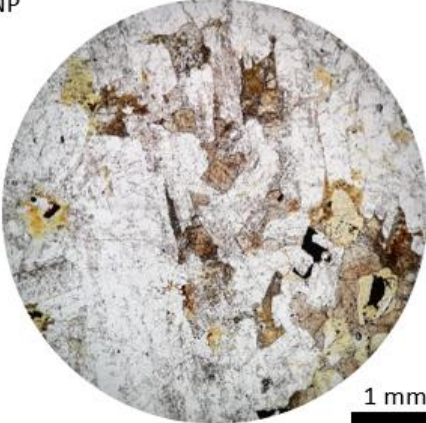
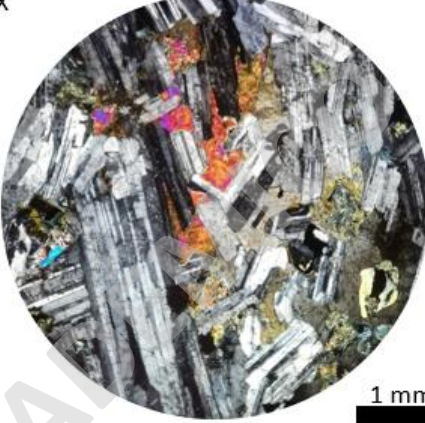
Muestra: 19YL0601								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
42	13	7	0	17	1	5	7	8
Descripción								
Curazo monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica y poikilitica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxeno. Los cristales de plagioclasa y feldespato potásico se encuentran moderada a fuertemente alterados a arcillas y algunos cristales de piroxeno se encuentran leve a moderadamente cloritizados. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales.								
NP				NX				
								
1 mm				1 mm				

Muestra: 20YL1401								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
42	17	7	0	15	1	3	10	5
Descripción								
Curazo monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica y poikilítica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxeno.								
NP					NX			
								

Unidad Villa Paulina								
Muestra: 20YL2801								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
47	8	3	0	20	2	5	8	7
Descripción								
Curazo monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica y poikilítica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxeno. Los cristales de feldespato potásico se encuentran leve a moderadamente alterados a arcillas. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales.								
NP					NX			
								

Dique Leucocrático								
Muestra: 19YL0603								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
8	45	40	0	1	0	2	1	3
Descripción								
Sieno granito holocristalino, de grano fino a medio, hipidiomórfico. Presenta texturas fanerítica, gráfica, simplectítica y granofírica.								
NP				NX				
								
1 mm				1 mm				

Budín								
Muestra: 19YL404								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
80	3	0	0	10	5	0	0	2
Descripción								
Diorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica y acumulada, con piroxenos intersticiales entre cristales de plagioclasa. Los cristales de plagioclasa presentan una leve a moderada alteración a arcillas, mientras que los cristales de piroxeno, presentan una leve a moderada alteración a iddingsita.								
NP				NX				
								
1 mm				1 mm				

Budín								
Muestra: 19YL406								
% Plg	% Fdk	% Qz	% Ol	% Cpx	% Opx	% Bt	% Hb	% Otros
82	3	0	0	9	3	1	0	2
Descripción								
Diorita de clinopiroxeno, holocristalina, de grano medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica y adcumulada, con piroxenos intersticiales entre cristales de plagioclasa. Los cristales de plagioclasa presentan una leve a moderada alteración a arcillas, mientras que los cristales de piroxeno, presentan una leve a moderada alteración a iddingsita.								
NP				NX				
								
1 mm				1 mm				

SOLO USO ACADÉMICO

8.3 Anexo 3: Mapa referencial que muestra el mapeo del Stock Yerba Loca realizado en este estudio y en estudios anteriores, realizados por Thiele, (1980) y Deckart et al, (2010). Además, se muestra la Unidad Sur del Batolito San Francisco estudiado por Deckart et al, (2010).

